

岩石礦物礦床學會誌

第二十七卷 第三號

(昭和十七年三月一日)

研 究 報 文

- | | |
|--|------------|
| 本邦產格魯謨鐵礦々石に就て(I) | 理學博士 鈴木 醇 |
| 樺太西海岸北部のワルツ褶曲層(II) | 理學博士 高橋 純一 |
| 矢越礦山及び其四近の礦物及び
岩石の研究(VII) 礦床の研究 | 理學博士 渡邊 新六 |

評 論 雜 錄

- | | |
|---------------------------|-------------|
| 阿武隈山地の鐵礦床特に入遠野礦床に就て | 理學博士 渡邊 萬次郎 |
|---------------------------|-------------|

會 報 及 雜 報

- | | |
|-------------|-------|
| 總會及び聯合講演會豫告 | 樺太の溫泉 |
|-------------|-------|

抄 錄

- | | | |
|---------|---------------------|-----|
| 礦物學及結晶學 | 礦物の電媒常數と加熱の際のその變化 | 外6件 |
| 岩石學及火山學 | 御荷鉾系及び神居古潭系の岩石學的研究 | 外9件 |
| 金屬礦床學 | 瑞芳礦山の地質礦床 | 外3件 |
| 石油礦床學 | 不齊合と石油 | 外1件 |
| 窯業原料礦物 | チタンを多量に含む窯業品の組成及び性質 | |
| 石 炭 | アラバマ炭の化學分析 | 外1件 |
| 參 考 科 學 | 鐵鋼中の硫黃及びアルミニウムの定量 | 外4件 |

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

**The Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Tunehiko Takéuti, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian.

Kei-iti Ohmori, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, *R. S.*

Muraji Fukuda, *R. H.*

Tadao Fukutomi, *R. S.*

Zyunpei Harada, *R. H.*

Fujio Homma, *R. H.*

Viscount Masaaki Hoshina, *R. S.*

Tsunenaka Iki, *K. H.*

Kinosuke Inouye, *R. H.*

Tomimatsu Ishihara, *K. H.*

Takeo Katô, *R. H.*

Rokurô Kimura, *R. S.*

Kameki Kinoshita, *R. H.*

Shukusuké Kôzu, *R. H.*

Atsushi Matsuôbara, *R. H.*

Tadaichi Matsumoto, *R. S.*

Motonori Matsuyama, *R. H.*

Kinjirô Nakawo.

Seijirô Noda, *R. S.*

Yoshichika Ôinouye, *R. S.*

Ichizô Ômura, *R. S.*

Jun-ichi Takahashi, *R. H.*

Korehiko Takéuchi, *K. H.*

Hidezô Tanakadaté, *R. S.*

Iwawo Tateiwa, *R. S.*

Kunio Uwatoko, *R. H.*

Manjirô Watanabé, *R. H.*

Mitsuo Yamada, *R. H.*

Shinji Yamané, *R. H.*

Kôzô Yamaguchi, *R. S.*

Abstractors.

Akitosi Isimitu

Isamu Matiba,

Kei-iti Ohmori,

Katsutoshi Takané,

Shinroku Watanabé,

Iwao Katô,

Yosio Nakamura,

Rensaku Suzuki,

Tunehiko Takéuti,

Kenzo Yagi.

Yoshinori Kawano,

Yûtarô Nebashi,

Jun-ichi Takahashi,

Manjirô Watanabé,

岩石礦物礦床學會誌

第二十七卷 第三號

(昭和十七年三月一日)

研究報文

本邦産格魯謨鐵礦々石に就いて (I)

On the chromite ores from Japan (I)

理學博士 鈴木 醇 (J. Suzuki)

目 次

- | | |
|---------------|--------------|
| (1) 緒 言 | (4) 礦石の化學的性質 |
| (2) 礦石の種類 | (5) 礦石の産狀 |
| (3) 礦石の礦物學的性質 | (6) 綜 括 |

(1) 緒 言

格魯謨鐵礦々床は常に超鹽基性火成岩特にそれに關係ある蛇紋岩中に胚胎するものであつて、その性質及び成因は比較的簡單の如く見られて居たが各産狀に對する礦體の形狀を確め、且それ等の探礦を行ふ事は現在極めて困難なる状態に在るものの一つに擧げられて居る。即ちその困難なる所以は、其等の礦體が多くの場合極めて不規則であり且礦床を構成する礦石の性質並に礦床と母岩との關係が複雑であるため、礦床生成に對して未だ十分の説明が與へられて居ない事に據るものであらう。更に母岩たる超鹽基性火成岩の成因に關して、今尙根本的に解決せらるべき幾多の問題が残されて居る事も、格魯謨鐵礦床の生成に對する説明を困難ならしめる原因となるものであらう。

從來の研究に據れば、格魯謨鐵礦々床は何れも母岩中に初期に生成せら

れた所謂岩漿分化礦床として取扱はれて居たが其後同礦床の主要なる礦體を造るものは、母岩たる超鹽基性火成岩が固結する際その末期、或は固結後の高熱水溶液時代に生成せられたものが多いであらうとの學説が出づるに及び、漸次これを支持するもの、或は更にこれに別箇の解釋を與へるもの等出で、現今に於ては格魯謨鐵礦々床の生成に關して極めて種々の學説が唱へらるゝに至つた。同礦床が如何なる時期に、如何なる機巧を以て生成せられたものであるかを探究する事は極めて重要にして且興味ある問題であるが、これを解決する爲には、先づ礦體を構成する礦石の性質及び産狀を明かにする事が肝要である。

本邦に於ける格魯謨鐵礦の産額は全世界のものに比しては、未だ極めて微々たるものと云はねばならない。然し北海道、中部地方、中國地方、四國、九州等には極めて多數の礦床が分布し、これ等の内には、礦床の性質又は礦床と母岩の關係の複雑なるものが多く、これ等の研究は現今種々論議の焦點に在る一般の格魯謨鐵礦々床の成因を解決する上に寄與する材料も少ないものと信ぜられる。筆者は近年石川助教授の協力を得て本邦各地に分布する約五十數ヶ所の格魯謨鐵礦々床に就いて調査する機會を得た。これ等各礦床に就いては近く他の機會に於て詳述する豫定であるが、本報文に於ては、特に礦床を構成する礦石の性質及び其産狀に就いて記述し諸賢の批判を乞ふ事とする。

本研究に對し種々助言を賜はりたる加藤教授、木下教授及び原田教授に對し、又礦石檢定に對し助力せられし渡邊助教授及び礦床調査に協力せられし石川助教授に對し深甚の感謝を捧ぐるものである。尙本研究に要せし費用の一部は學術振興會第二小委員會より與へられしもの及び文部省科學研究費に據るものなる事を明記し感謝の意を表するものである。

(2) 礦石の種類

格魯謨鐵礦々床は種々の形態を示しつゝ超鹽基性火成岩中に存在するものであるが、礦床を構成する礦石自身も種々の性質を示すものである。礦

石を大別すれば、塊狀礦及び斑狀礦の二種に分つ事が出来る。前者は一般に塊礦と呼ばれて居るもので、無數の格魯謨鐵礦粒が緻密に相接して集合した黑色乃至黒褐色の礦石を指すものであり、後者は各地方の礦山に於て俗に「メツチャ礦」と稱せられて居るもので、超鹽基性火成岩或はそれより變化した岩石中に格魯謨鐵礦粒が粗或は密に散點した礦石を稱するものである。勿論この兩種の礦石が漸移的の關係に在る事は屢々認められる事でそれ等の間には種々の中間體が存在する事は言を俟たない。

塊狀礦と稱するものも純然たる格魯謨鐵礦粒のみより構成される場合は比較的少く、一見緻密暗黑色のものも、些細に檢すれば各礦物粒の間に滑石、粘土その他が夾在して緻密な斑狀礦に近い性質を示すものが多い。又格魯謨鐵礦の細粒を散點した斑狀礦に於ては漸次同礦物粒の數量を減じ全く礦石として價值のない一般の蛇紋岩その他に移過して居る場合も少くない。

格魯謨鐵礦の礦石は塊狀礦及び斑狀礦に大別されるが、これを構造よりして更に次の如く細別する事が出来る。

(A) 塊 狀 礦

- (1) 緻密塊狀礦 (2) 集粒塊狀礦 (3) 角礫質塊狀礦

(B) 斑 狀 礦

- (1) 粗粒斑狀礦 (2) 細粒斑狀礦 (3) 微粒斑狀礦

(C) 特殊斑狀礦

- (1) 縞狀礦 (2) 集粒斑狀礦及び球顆斑狀礦 (3) 連鎖斑狀礦
(4) 融蝕粗粒斑狀礦

(A) 塊 狀 礦

塊狀礦中**緻密塊狀礦**は殆ど全部不定形な格魯謨鐵礦粒の集合よりなるもので各礦物粒の間が堅固に密着したものであるが、時には無數の裂罅に富み又部分的には破碎作用による破片の集合よりなり多少粗鬆な性質を示すものもある。但し肉眼的に緻密堅固に見ゆる塊狀礦も、後述の如く顯微鏡下に於て檢すれば礦物粒中に微細な裂罅が発達し、その間を種々の珪酸鹽

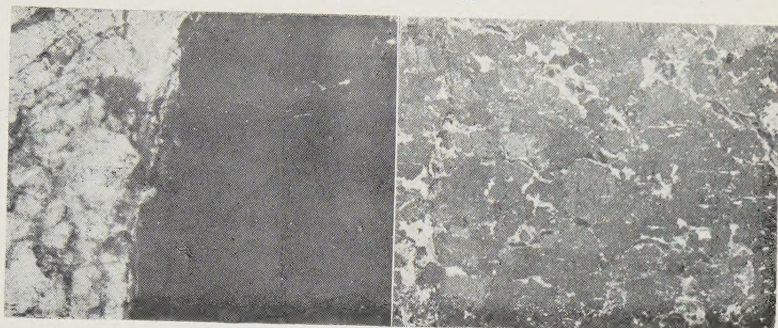
礦物、酸化礦物、硫化礦物等にて充填して居る事が常で、嚴密には純然たる格魯謨鐵礦のみよりなるものとは言へない。緻密塊狀礦は礦石中最も高品位を示し Cr_2O_3 が 60% に近いものがあるが、その分布は極めて少く一礦體中に於ても局部的に發達して居るに過ぎないものと見られる。日高國新日東礦山瑞東坑より曹長岩に接して產出したこの種の代表的ものは第壹圖 (I) に示した如くである。

塊狀礦中**集粒塊狀礦**と稱するのは外見緻密塊狀礦に類似して居るが研磨面或は薄片に就いて檢すれば各格魯謨礦物粒又は破碎作用による破片の間に、微細な蛇紋石、滑石、粘土、堇泥石 (kämmererite)、格魯謨華 (chrome ocher) 或は格魯謨柘榴石 (uvarovite) 等が充填して居る事を特徴とする。北海道を初め各地の礦山に於て單に塊礦と稱せられて居るものの大部分はこの種に屬し、大なる礦體の主要部分を構成して居るものである。本礦石は礦物粒間を充填して居る物質の多寡によりその品位は一定して居らず Cr_2O_3 は 40 乃至 55% に在るものであるが、一般に大塊をなして產出する事が多いので重要な礦石として取扱はれて居る。上述の塊狀礦には外見黒色で金屬光澤を有するものと、黒褐色で土狀光澤を有するものとがあるが寧ろ後者の方に高品位のものが存在する傾向がある。日高國八田礦山の主なる礦體を造つて居るものは、この種に屬する代表的のもので、外見緻密なる塊狀礦に見えて比較的品位低く $\text{Cr}_2\text{O}_3=41\sim45\%$ 程度のものの多い事は含有する夾在物に原因するものと思はれる (第壹圖 (2) 及び (3))。

角礫質塊狀礦とは礦石を構成する格魯謨鐵礦粒が粉碎せられ大小の角礫狀の集合體となり不規則の空隙に富むものであり時にはその内に蛇紋岩の微片を混入して居る事もある。この種のもは蛇紋岩の破碎帶に生成したと思はれるものでその分布は北海道の大礦體中に於ても各所で見られる。木下教授¹⁾が靜岡縣朝日奈礦山のものに對して角礫狀格魯謨鐵礦と名づけ

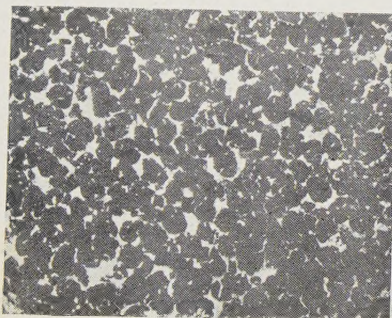
1) 木下龜城：地學雜誌，52，昭和 15 年，55 頁。

第 壹 圖



(1)

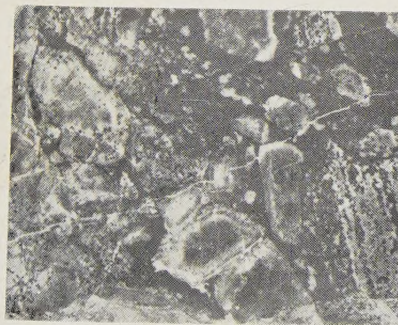
(2)



(3)



(4)



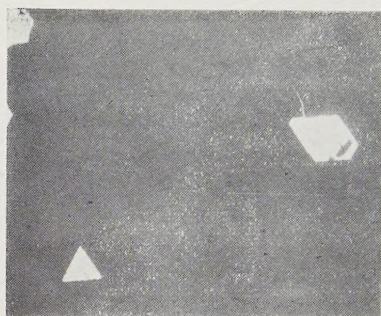
(5)



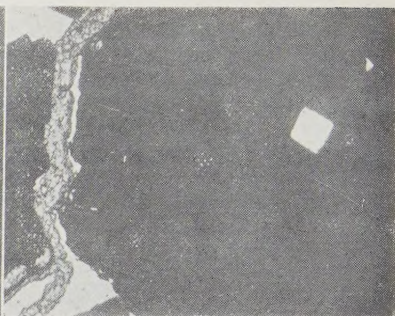
(6)

- (1) 緻密塊狀礦(日高國新日東礦山瑞東坑), 實大, 優白岩に接する部分
 (2) 集粒塊狀礦(日高國八田礦山), 實大, 白色は夾雜物
 (3) 細粒の集粒塊狀礦(日高國三井千呂露礦山), 實大, 白色部は夾雜物
 (4) 細粒斑狀礦(日高國三井千呂露礦山), 實大, 白色部は蛇紋石
 (5) 角礫質塊狀礦(靜岡縣朝日奈礦山), 實大, 淡色部は蛇紋岩片(木下博士原圖)
 (6) 縞狀礦(愛媛縣赤石礦山)白色部は橄欖石(加藤博士原圖)

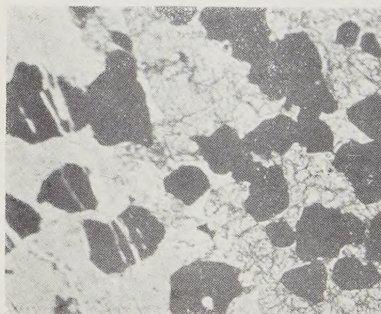
第 貳 圖



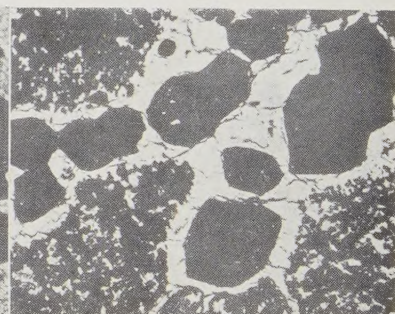
(7)



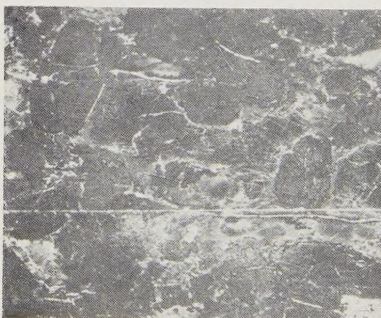
(8)



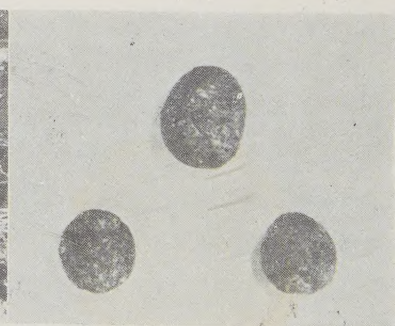
(9)



(10)



(11)



(12)

- (7) 緻密塊狀礦(石狩國坂礦山)顯微鏡寫眞, $\times 20$. 白色部は負結晶
 (8) 同上, 左方は格魯謨柘榴石及び水滑石脈
 (9) 細粒斑狀礦(福井縣和田礦山)顯微鏡寫眞, $\times 16.5$. 右半部橄欖石, 左半部蛇紋石(石川學士原圖)
 (10) 連鎖細粒斑狀礦(兵庫縣關宮礦山)同上, $\times 17$. 微粒斑點部は母岩, 白色部は蛇紋石(石川學士原圖)
 (11) 融蝕粗粒斑狀礦(兵庫縣關宮礦山) $3/5$ 大(石川學士原圖)
 (12) 豆狀礦(靜岡縣大嶺礦山)實大(木下博士原圖)

られたるものもこれに屬すと考へられる(第壹圖(5))。角礫質塊狀礦は特殊の破碎帶に生じたと思はれるもので、一般に分布も狭く、塊狀礦としては品位も低いものである。

尙格魯謨礦床地域の表土或は崩壊堆積物中に大小各種の格魯謨鐵礦の轉石が少くないが、これ等の轉石の大部分は比較的品位の高い塊狀礦である事は注意すべきである。これは塊狀礦は緻密の場合にも集粒の場合にも一般に堅固である爲、斑狀礦の如く崩壊又は破碎され難い事に原因するものと信ぜられる。

(B) 斑 狀 礦

斑狀礦は各種の超鹽基性火成岩又はそれより變化した岩石中に比較的多量の格魯謨鐵礦粒が普遍的に散布したものである。同礦物粒の大きさにより粗粒、細粒及び微粒斑狀礦に分類される。これ等の内粗粒斑狀礦中に於ける礦物粒は大きさ大豆大乃至蠶豆大に及ぶものがあるが、細粒斑狀礦中のものは3~0.5 耗程度のものである(第壹圖(4)及び第貳圖(9))。微粒斑狀礦中の格魯謨鐵礦結晶は肉眼的に全く認められぬ程度のものである。

斑狀礦中に散布する格魯謨鐵礦粒は結晶形を示すもの、圓味を帯びるものと及び不規則な形態を示すものとに大別する事が出来る。結晶形を示すものは大體八面體であるが往々破碎されて幾つかの破片に別れて居る事もある。これ等は橄欖岩又は現今蛇紋岩化された岩石中に存在するものであるが新鮮な橄欖岩類中に於ける他の珪酸鹽礦物との相互關係より推して恐らく初期に晶出したものがそのまま岩石中に含まれて居たものと見らるゝものである。この種のものは概して礦物粒が小さく礦石として低品位のものが多し。斑狀礦中細粒斑狀礦は諸所に於いて見らるゝものであるが粗粒斑狀礦は兵庫縣關宮礦山¹⁾松谷坑に其好例があり、微粒斑狀礦は同縣養父礦山²⁾に見られる。

1) 石川俊夫：岩礦，25，昭和16年，133頁。

2) 同上，136頁。

斑狀礦中の格魯謨鐵礦粒の不規則なる形狀を示すものは最も廣い地域を占めるもので、礦石としても重要なものである。この種の礦石は大なる塊狀礦體の周緣部に發達するものが多く、前述の八面體及び圓味を帯びたものが橄欖岩を母體とする事多きに對し、不規則な形狀を示すものは蛇紋岩化、滑石化或は粘土化作用の著しい部分に發達して居る事が多く後述する連鎖斑狀礦と密接なる關係に在るもので、蛇紋岩化作用の著しい部分に於ては兩者の區別は認め難い。この種の礦石は塊狀礦の發達する地域には礦體の周邊部或は一部に附隨して產出するもので北海道に於ける八田、日東、新日東、三井千呂露、鳥取縣日野上の諸礦山を初めその例は枚舉に暇がない。斑狀礦は散點する格魯謨鐵礦粒の割合により品位には著しい差異が存在する。即ち Cr_2O_3 の低きものは 5% より高きものは 35% 程度を示して居る。勿論低品位のものは、礦石としての價值は認められて居ないが、 $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 20\%$ 内外のものは耐火材用とし又 30% 以上のものは選礦の結果一般の礦石として使用せられて居る。

(C) 特殊斑狀礦

特殊斑狀礦なる名稱は上述の斑狀礦に於て格魯謨鐵礦粒が特殊の排列或は性質を示したものに對して與へられたものである。縞狀礦とは格魯謨鐵礦の細粒が或方向に對して層狀に排列したものを意味する。その層は不規則であるが數厘乃至數十厘の厚さのものが數米乃至十數米延長して居るのが一般に見られる。愛媛縣赤石礦山より產出する代表的の縞狀礦に對しては嘗て加藤教授¹⁾により詳述せられて居る(第壹圖(6))。縞狀礦の礦物粒の排列は時に著しく彎曲して居るものがある。特に礦物粒が極めて微細なる時には所謂墨流し狀を呈して居る。縞狀礦は赤石礦山のものを初めとし兵庫縣吉井舊坑、日高國富本靜内礦山、靜岡縣朝日奈礦山²⁾等に産し多くの場合橄欖岩或は堅固な蛇紋岩中に存在するもので正岩漿時代固結する際、

1) 加藤武夫：地質學雜誌，28，大正 10 年，13 頁。

2) 木下龜城：前出，55 頁。

漿の流動により縞狀の構造を呈するに至つたものと信ぜられ、格魯謨鐵礦粒の分布排列の狀態が非對稱のものに於ては、岩漿固結の途中に於て重力により沈積して層狀をなしたものと見られる。

集粒斑狀礦とは斑狀礦中の格魯謨鐵礦の細粒が、局所的に集合して小豆大乃至蠶豆大或はそれ以上の大きさ不定の斑紋を成したものが、岩石中の諸所に散點したもので時には斑紋が層狀に排列して居る事がある。この種のもは橄欖岩類中に於て格魯謨鐵礦粒と橄欖石或は輝石とが直接する場合も、蛇紋岩中に存する場合も見られる。この例は鳥取縣稻積礦山、兵庫縣吉井舊坑其他に於て知られて居る。格魯謨鐵礦の集合體は不規則な形態を示し、少々凹凸に富んだ周邊を示すものも少くないが、特に集合體が緻密なる上表面が平滑で、母岩との境界が常に明瞭なものを**球顆斑狀礦**と呼ぶ。この種の好例に就いては、木下教授¹⁾が靜岡縣朝日奈礦山及びその姉妹礦山たる同縣安部郡玉川村大嶽礦山のものに關して豆狀格魯謨礦として報告して居る。同礦山のものは風化した蛇紋岩中に徑 \pm 厘内外の球狀體をなし、これが45厘乃至 \pm 米の厚さを有する層狀礦體として發達するもので、豆狀の礦石は容易に母岩より取出す事を得、これを薄片とし鏡下に檢する時は稜角を有する粒子が集合して恰も龜甲石を想はしむるが如き構造を示し各粒子の間は蛇紋石で満たされたものである事が記載されて居る(第貳圖(I2))。一般の集粒斑狀礦も特殊の球顆斑狀礦もその産狀より見て、超鹽基性火成岩の岩漿固結の際に格魯謨鐵礦粒が局所的に集結したものと見られる。

連鎖斑狀礦は格魯謨鐵礦粒が斑點狀をなして不規則に散點したもので、一見既述した粗粒又は細粒斑狀礦の一種と見らるゝものであるが、母體が蛇紋岩である場合は勿論、橄欖岩である場合に於ても礦物粒の周圍は特殊の薄い蛇紋石²⁾其他の二次的礦物により包まれ且各礦物粒の間は細い蛇紋

1) 木下龜城：前出，52頁。

2) 石川學士に據れば母岩を構成する蛇紋石は屈折率 1.560~1.580，複屈折 0.005 以下なるに對し，格魯謨鐵礦粒を取囲むものは屈折率 1.580~1.590 或は 1.590~1.610 にてその一部の複屈折は 0.10 以下を示し母岩を構成するものとは少々性質を異にして居る(岩礦，25，昭和 16 年，171 頁)。

石の脈にて連結されその内には往々微細なる格魯謨鐵礦粒が排列して居るものである。従つてこの種の礦石に於ては各格魯謨鐵礦粒は直接橄欖石又は輝石に接する事はない。即ち本礦石中の格魯謨鐵礦粒は岩石中に於て直接その場所に晶出したものではなく、一度晶出したものが、母體固結後に上昇した高熱水溶液により運ばれ來り諸所に散布せられたものと解される。この種の礦石の好例として石川學士¹⁾は、兵庫縣關宮礦山松谷坑のものに就いて報告して居る(第貳圖(10))。

融蝕粗粒斑狀礦は格魯謨鐵礦粒が一般に大きく長徑が2~4 糎に及び且融蝕作用により周邊が丸味を帯びた結果球狀又は橢圓體狀を示して居る事を特徴とする(第貳圖(11))。融蝕せられた格魯謨鐵礦粒は正岩漿時代に早期に晶出したと見られるものであつて新鮮な橄欖岩を母體とするものであるが、生成後の變化により母體が全部蛇紋岩化して居るものもある。この種のものは初め石川學士²⁾により兵庫縣關宮礦山吉井舊坑産のものに就いて報告せられたが、同様のものは石狩國雨龍郡鷹泊ニセイバロコツブ川中流山地、天鹽國中川郡溫根内山地よりも知られて居る。但し何所に於てもその分布は極めて狭く、關宮礦山のものが昔礦石として取扱はれた以外他の地區のものに就いては未だ經濟的の價值が認められて居ない。

(8) 礦石の礦物學的性質

格魯謨礦石の主體をなす格魯謨鐵礦は多數緻密に集合して塊狀をなす場合と、岩石中に點々散點して斑狀をなす場合とがある事は前述の如くである。塊狀をなすものに於ては一般に著しく破碎されたもので他形又は半自形を示して居るが斑狀をなすものに於ては自形を呈して居るものが少くない。塊狀礦中のものは輪廓が不定で且龜裂に富んで居る爲一個體の大きさは明確でなく産地により異るが直徑2~5 糎程度のものが普通である。自形を呈するものは一般に小さく直徑1 糎以下で時には顯微鏡的の微晶をなす

1) 石川俊夫：岩礦，25，昭和16年，167頁。

2) 同上，164頁。

ものもある。格魯謨鐵礦は少々金屬光澤を有する黑色の礦物であるが地方により光澤を有さない黒褐色を示すものを産することがある。本礦物は黑色のものも黒褐色のものも褐色の條痕を示し且磁性を示さない事は、磁鐵礦と直ちに區別する事が出来る。斑狀礦中及び砂格魯謨中のもので極めて正確な結晶形を示すものはいづれも正八面體を示して居る。

顯微鏡下に於て格魯謨鐵礦は暗褐色乃至黃褐色の透明體であるが、結晶粒の周縁又は透明な部分を細脈狀に貫いて暗黑色な不透明な部分が存在して居る事が常である。透明な部分は光學的に等方體で十字ニコル下では殆ど暗色であるが往々部分的に幽かな複屈折を示す場合がある。これ等は後次的に與へられた壓力の影響によるものと思はれる。本礦物は透明な部分は略々均質で累帶構造の顯著なものはない。礦物粒中には稀に橄欖石、輝石或は其他の初生礦物を含有して居る事もあるが、大體に於いて包裹物を有する事が少い。橄欖石、輝石を包裹するものとしては福井縣和田礦山¹⁾、膽振國新入礦山等に其好例が見られる。取圍まれた橄欖石、輝石は大部分蛇紋石化して居る場合が多いが一部には新鮮なものを残して居るものもある。又和田礦山に於いては母岩の大部分は蛇紋岩化せざる橄欖岩であるが、其一部蛇紋岩化作用を蒙つた部分に存する格魯謨鐵礦も、其包裹物たる橄欖石、輝石は新鮮な場合がある。此事實は少くも其地點に於ける格魯謨鐵礦の主成の時期には母岩の蛇紋岩化作用は餘り行はれて居なかつた事を示して居る。

一般に壓碎構造が著しいが、これも産狀により種々程度を異にして居る。壓碎された礦物粒の間隙には蛇紋石又は格魯謨柘榴石、堇泥石等よりなる細脈が發達して居る事が常である(第貳圖(8))。

格魯謨鐵礦に對する反射顯微鏡的研究は從來餘り行はれて居なかつたが、最近本邦各地より産したものに對して渡邊武男學士²⁾が同方面の研究を

1) 石川俊夫：岩礦，26，昭和16年，23頁。

2) 渡邊武男：格魯謨鐵礦の反對顯微鏡的研究(未刊行)。

行つた結果種々の事實が明かにされた。格魯謨鐵礦は周到な注意の下に行へば容易に研磨し得るもので、研磨面は反射光線に對し灰白色で、屢々赤褐色の内部反射色の現はれる場合があるが、産地により全くこれを缺くものもある。一般の試藥に對しては反應が認められない。透明なる礦物粒の周縁及び内部に細脈狀に發達する不透明なる部分は反射顯微鏡下に於ても明瞭に觀察されるもので、その産狀は二次的生成を暗示して居る。本邦の格魯謨鐵礦に對しては未だ部分的成分は不明であるがこの不透明な部分は透明な部分に比して鐵成分の多い所とも考へられろ。格魯謨鐵礦粒の間隙には反射顯微鏡下に於て極めて微細な黃鐵礦の如き硫化礦物を含有して居る事が認められろ。然し黃鐵礦は決して直接格魯謨鐵礦中に含有せらるゝ事なく常に蛇紋石その他の細脈中にのみ含有せられて居る事は明かに後期生成のものである事が示されて居る。塊狀礦並に斑狀礦中に産する格魯謨鐵礦の大部分はその周縁又は一部に上記の如き黑色不透明の部分をも有して居るが、橄欖岩又は蛇紋岩中に單體として存在するものには往々にして周縁まで透明であり、黑色不透明の部分も缺くものも認められろ。兵庫縣關宮村吉井舊坑の融蝕粗粒斑狀礦、京都府河守礦山の集粒塊狀礦、口高國靜內礦山、福井縣和田礦山の細粒斑狀礦、同大島礦山第三礦床の細粒斑狀礦は黑色不透明部を伴ふ事は稀であり、尙之等の成因は相接する橄欖石又は輝石等との關係より推して岩漿分化の際比較的早期に生成したものと思はれる。

緻密塊狀礦又は集粒塊狀礦を構成する格魯謨鐵礦粒を顯微鏡下に於て檢する時、多くの場合結晶形は不明であるが(III)に平行する劈開の發達するものは少くない。又これ等の内長徑 0.1 耗内外の極めて正確なる輪廓を有した三角形、四角形、菱形或は六角形の空隙が存在し、それ等の内部は蛇紋岩、滑石又は水滑石等により充填されて居るものを見ろ。これ等各種の形狀の輪廓をなす各邊はいづれも劈開の示す線と略平行のものである事より見て格魯謨鐵礦粒生成に當つてその内に生じた八面體の負結晶 (nega-

tive crystal) の部分と想像される (第貳圖 (7) 及び (8))。

以上は格魯謨鐵礦自身の性質に就いて述べたものであるが、同礦物粒と母體を構成する礦物との關係も顯微鏡下に於て十分檢する必要がある。例へば比較的新鮮な橄欖岩中に格魯謨鐵礦粒が散點するものに於て、若しそれ等礦物粒が正岩漿時代に生成したものである時には格魯謨鐵礦と橄欖石とは密接な關係を以て相接して居るが、若し高熱水溶液により運ばれ、或は同液の影響を蒙つたものに於ては上記の兩者は相接する事なく、それ等の間に常に蛇紋石或は滑石等の薄層が夾在されて居る事などが認められる事は既に連鎖斑狀礦の例に就いて述べた所である。尙肉眼的には格魯謨鐵礦粒の斑點は認め難い超鹽基性火成岩に於ても、その内に極めて微細な蛇紋石其他よりなる脈が貫通して居る時、それ等の脈中に極めて微小なる格魯謨鐵礦粒が鎖狀に排列して居るものなども顯微鏡下に於て初めて鑑觀するを得、これ等の微粒は可成り後期の生成による高熱水溶液により運れ來つたものである事なども證する事が出来る。

鳥取縣稻積礦山九號坑の礦石、兵庫縣吉井舊坑の融蝕斑狀礦及び縞狀礦、愛媛縣赤石礦山の縞狀礦、福井縣和田礦山の細粒斑狀礦、大島礦山第三礦床の細粒斑狀礦は何れも、橄欖石及び輝石は格魯謨鐵礦と直接して、其間に何等變化帶を認めない。前述兵庫關宮礦山の斑狀礦に於て見る如き母岩中の橄欖石、輝石或は蛇紋石と格魯謨鐵礦との間に特殊なる蛇紋石を伴つて居る例は他の各所に於ても見られる。(未完)

樺太西海岸北部のワルツ褶曲層 (II)

Walz-folding of the coal seams in Saghalin (II)

理學博士 高 橋 純 一 (J. Takahashi)

地 層 構 造

一般構造 地域の東邊に限る中央山脈は白堊紀層を中核として南北に延

長し、島の中軸を形成する複雑なる多背斜帶 (anticlinorium) である。その西翼は沃内夾炭層に被覆される。之と並走する海岸山脈は、古三紀層を中核とする多背斜帶であるが、中央山脈の如く連続せず、その主軸は南北に沈降して短背斜 (brachy-anticline) 状を呈して數多に分離し、之等の短背斜群は互に雁行的な配置を示すものである。

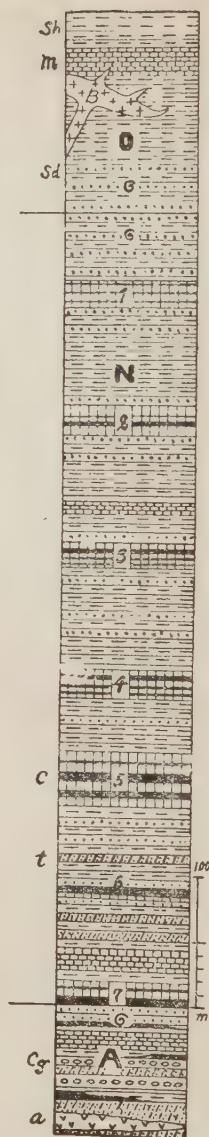
海岸背斜帶と中央背斜帶の間は三紀層より成る向斜帶であり、兩側の背斜帶の褶曲状態により或は廣く或は狭く壓縮されて二次褶曲を生ずる。惠須取川、名好川の上流は南北方向の縦谷をなして廣き平野を形成する。これは上の向斜谷に相當するものであるが、その北方の延長は一は西偏して沃内河口附近で海岸に達するが、他の分帶は恩内、西柵丹、沃内ペレウの諸川の上支流により代表される南北の縦谷に沿ひ、白堊紀層地域に細く灣入して尖滅するものゝ如くである。

海岸背斜群帶は恩内、名好、北古澤、諸津、千緒、塔路等の個々の短背斜構造に分れ、その中核は握珠層又は沃内層を露出する。筆者のワルツ褶曲をなすものは、これらの短背斜であるが、就中、その標式的な發達は諸津無煙炭坑に見られる。

諸津無煙炭層 諸津附近の地層は恩内層を最上層とし、名好夾炭層がその下部に齊合的に累

第壹圖

名好層の柱狀斷面圖 (諸津)



O 恩内層 N 名好層 A 握珠層
B 武武岩 a 安山岩 sh 頁岩
sd 砂岩 m 泥灰岩 Cg 礫岩
t 凝灰岩, 集塊岩 c 炭層

層し、凡そ7層の炭層帯が全厚 600m の地層内に分布する。第壹圖はその柱狀斷面圖で、I〜7 の番號を附せるものは即ち炭層帯で、各帯に I〜3 層の主要炭層が夾在する。その下部層は握珠火山岩及び火山性屑碎岩層で、礫岩、泥灰岩、泥灰砂岩、頁岩、砂岩を挟み、炭層も介在するが所謂『虎ノ皮層』で連續性に乏しく、且つ『挟み』が多く稼行價值が低い。握珠層はその上部に名好層に漸移し、その間に明確なる境界なく、凝灰質砂岩は名好層下部にも見られる。

中間層は砂岩、頁岩、石炭の薄層等の互層より成り、その薄き頁岩砂岩の互層は激しき不調和褶曲を成し、その走向傾斜は全體の構造と無關係である。この性状と、

樺太の如き寒地特有の凍結作用(frosting)による地層逆轉現象により、谷側斜面の地層は何れも其露頭部が谷底に向つて彎曲匍伏するため、地層構造の真相を知る事は甚しき困難を伴ふも

のである。故に眞の地層構造を知らんが爲めには厚き砂岩層及び石炭層の走向傾斜を選擇的に測定することが必要であり、露頭の發掘或は坑道により地下の狀況の知らるゝ場合に非ざれば困難である。

以上の地層は大體二帶の並行なる背斜軸を形成する。その一は海岸山脈の一分脈として南北に延び、背斜の中軸部に握珠層の礫岩を露出し、その東翼は斷層線が走り西翼は名好夾炭層によつて被覆される。他の背斜は名好層上部を中軸とし西翼は恩内層に被はれ、東翼は名好層より成り、前者よりも小型にして其西方の海岸段丘に現はれる(第參〜第五圖)。東部背斜は斷層による變形著しきも其延長 10 軒以上に達し、千緒川北岸より諸津川の北方に延びる。西部背斜はドーム狀を呈し長さ 4 軒内外にして南北に沈降尖

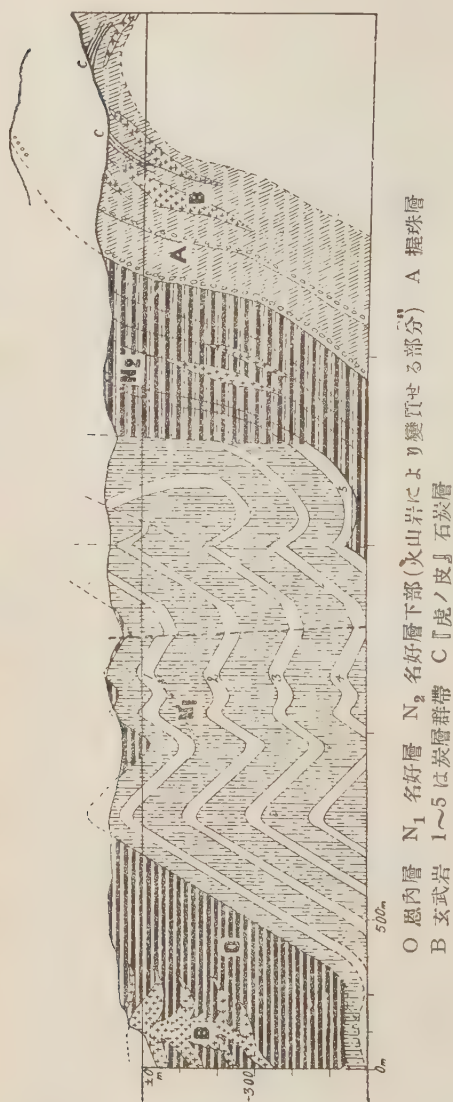
第 貳 圖

不調和褶曲及地層匍伏



a b 線以上の部分は凍結作用に地層轉向す。炭層 c はワルツ褶曲により尾(queue)を分岐せるもの。

諸津川附近東西斷面圖

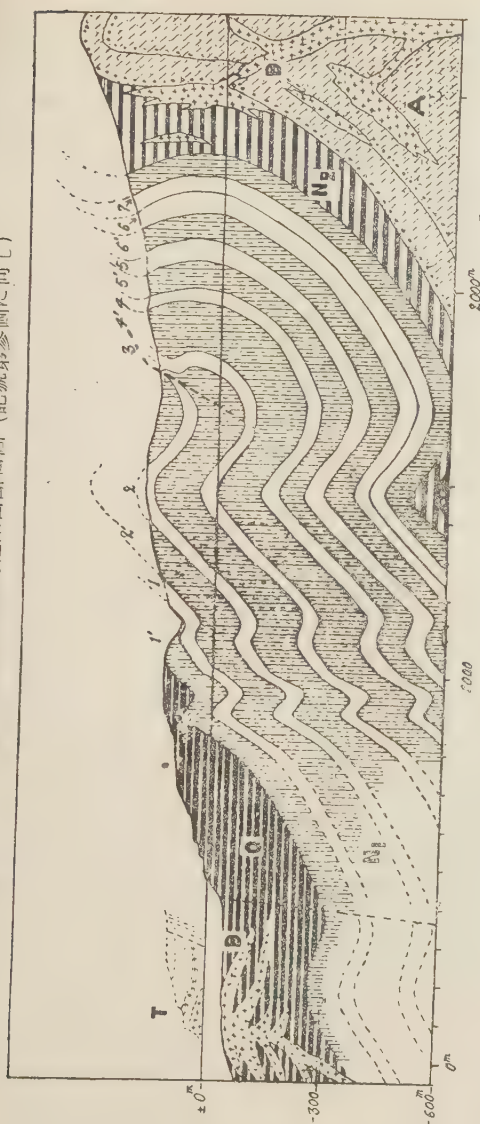


縮する。

この東西兩背斜の中間向斜帶は名好夾炭層を露出するも、東西兩背斜の垂直落差I 100m内外に及ぶ結果、向斜帶の東西兩翼は著しく對稱を失ひ、且つ壓迫をうけて斷裂を生じ、東翼の地層は高く隆昇して反轉するに至つて居る。

西部即ち海岸背斜は、第四圖に示す如く、中ノ澤附近で最も膨隆し、その北方I 100mの諸津川の河岸に至れば尖縮し(第參圖)、また南方600mの榮澤附近(第五圖)では東部背斜の翼部の副背斜に化する。特別の理由により平面圖を割愛したる爲め、説明上不完全なるを免れ得ないが、然し褶曲構造の特性を示すには以上の三斷面で充分である。

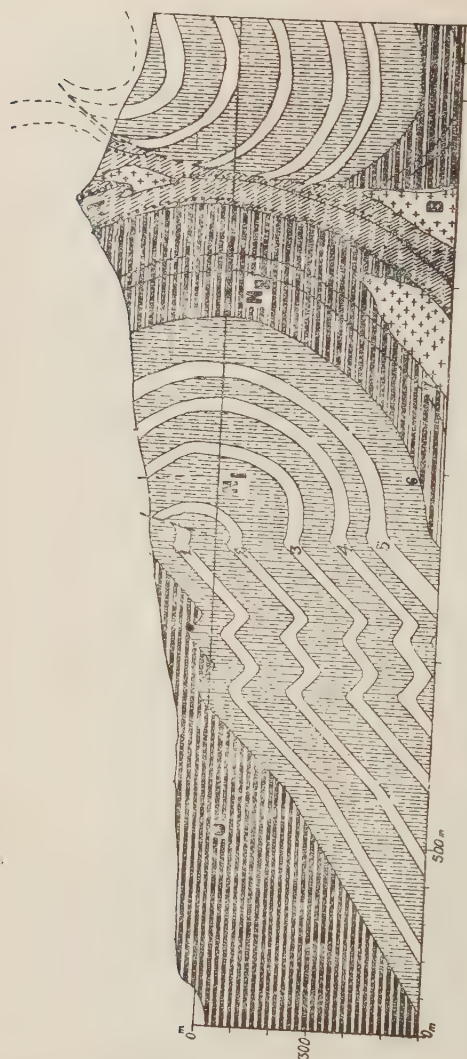
先づ第四圖の中ノ澤附近東西斷面圖に於ける名



好夾炭層の第二炭層群 (2) 及び上下層 1', 2' 等は完全なる背斜軸を構成する。而して名好層は上述の如く上部に齊合的に恩内層に移過する故名好層の (1) 及び (2) の兩炭層群はその上部層に相當する事が知られる。この事實は地表の觀察と本斷面に並行に存する第一、第二墾入坑道及び本坑道 (海拔 36m 内外) 内の状況により證明されたものである。

次に名好層の (3)~(7) 炭層群は、東部背斜の握珠層の西翼に相當するものであるが、圖に示す如く (第參圖), その地表乃至高位の坑道 (海拔 80m 内外) で炭層及び地層は東方に傾傾し、一見すれば東部背斜軸の握珠層より連續して、其西翼を成すものに非ざる觀を與へる。然るに本坑掘進の結

第 五 圖 諸津榮澤附近東西斷面圖 (記號第參圖に同じ)



果は第二炭層群(2)の向斜と第三炭層群(3)との間には斷層があり、第三炭層群乃至第七炭層群は地下に於ては地表と反對に傾斜する事が明瞭となり、且つ地表に於ける地層表裏の象形現象(hieroglyph)の検査により、地表に於ては之等の地層及び炭層群が上下轉倒の逆列層をなし、本坑地並の地下に於ては順列層に變化する事が確められた。以上の事實により、第三炭層群以下が第一第二炭層群の下部に連續す可き事が明瞭となり、更に諸津川附近及び榮澤附近の第參、第五圖の兩斷面圖に於ては、第二炭層群と第三炭層群の層

間距離も測定出来る故、茲に始めて名好夾炭層に於ける第壹乃至第七炭層群の連續性が明かになつた譯である。

諸津附近に於ける上記玄武岩の迸發は恩内層及び握珠層の露出する區域

に限られる。然しその影響は名好層下部の炭層群にも及んで居るが、斯かる變質帯は西部背斜軸の南(第五圖)北(第參圖)に於て最も甚しく、中部(第四圖)に於ては第七炭層群(7)迄はその影響が認められない。

褶曲範式の適用 第參乃至第五圖に於ては、等形褶曲 (simillar fold) に關する筆者の範式⁵⁾を適用した。

$$Y = \sum_{n=1}^n \frac{1}{2} a_n (\tan \alpha_n + \tan \alpha_{n+1}) \pm E$$

及びその圖式定積分式 (graphic integral formula)

$$Y = \int_0^x \frac{1}{2} a (\tan \alpha_n + \tan \alpha_{n+1}) dx \pm E$$

上の範式は $a_1 \dots a_n$ なる區間距離を有する $x_1 \dots x_n$ なる各測點に於ける地層傾斜角を $\alpha_1 \dots \alpha_n$ とするとき、datum 線上の起點より n 番目の測點に至る地層の厚さは各測點間の區間距離 $a_1 \sim a_n$ と、相隣る二測點に於ける傾斜角 α_n, α_{n+1} の正切の積の $\frac{1}{2}$ の總和に等しきことを示すものである。而して各測點間の距離は必しも等距離なるには非ざるも、例へばその通差が 50m 以下なる場合には、50,000 分の一の斷面圖にてはその誤差 1mm 以下となり、實際上無視し得可きが故に、これを定積分式にて表示し得る譯である。従つてこの範式の精確度も縮尺の割合により定まるものである故、縮尺を適當に選べば、褶曲構造の趨勢及び其平均狀態が或程度の誤差の範圍で推知出来る譯である。但し地層が一方より他に其厚さを變化し、而かも他層が反對に其厚薄を變じて之を補償しない場合、地層間に不齊合の存する場合、斷層、押し被せのある場合、基盤地質の深度如何等は考慮を要するものであり、特に示準層 (keybed) を適當に選擇して適用することを要する。

第參乃至第五圖に於て、これを等形褶曲として作圖したる理由は、(a) 強度褶曲なるが故に等形褶曲なる可きこと、(b) 炭層及び厚き砂岩層は背斜、

5) 高橋、褶曲の作圖範圍就にて、本誌、第拾九卷、第貳、參號、昭和十三年二、三月。

殊に向斜帶等の彎曲部に於て肥厚すること, (c) 中間の可塑性地層は背向斜帶に半月狀の斷面を示し, 不調和褶曲をなすこと, (d) 炭層, 地層の厚さの變化, 炭層間の距離は大體その傾斜角の正切に比例すること, (e) 水平坑道内に於ける地層傾斜の變化が, 等形褶曲の特性を示し, その誤差は一定範圍内に留まること (f) 東部背斜(握珠層中核)と西部背斜(名好層中核)との垂直落差は圖上より計算し得る如く, I 籽内外に達し, 東部背斜が高く抽出せる結果, 兩者間の向斜の兩翼が著しく非對稱的となりて向斜東翼の名好層は地表に於て逆轉するに至り, 向斜軸は 90° 回轉して殆んど水平に近くなり, 依然として等形褶曲の特性を有すること, 最後に以上の理由により作圖せる等形褶曲圖がよく坑道及び地表の名好層の状態の實際に適合すること等である。

第參乃至第五圖の作圖の結果, 名好層の各炭層群の軸厚(axial thickness)は 40m, 各炭層群間の中間層のそれは 90 ± 30 m とり, 齊然たる累層をなす事が解つた, 但し(第五炭層群第參乃至第五圖 5)は軸厚 60m, その第四炭層群との中間層(5')のそれは 55 ± 15 m であり, 第六(同 6)第七(同 7)に就ては未だ明瞭ならざる點がある。各炭層群のうち第一(I)には厚さ 0.3m 以上の炭層は存在せず, 第二以上の炭層群には厚さ 1~6m の炭層が各群に I 乃至 3 層を含むものである。

以上の斷面圖は上述の如く地層褶曲構造の平均状態を示すものである故, 實際に於ては圖示せる以上に斷層及び局部的變化の多かる可きは云ふ迄もない。

ワルツ褶曲 圓展褶曲(圓舞褶曲)は等形褶曲の極端型に屬し, 地層が宛かも麵棒を以て壓迫展轉されたる捏粉の如く變形移動する現象である。南部佛蘭西の St Etienne, Creusot, 北佛の Charleroi, 獨逸の Aachen 附近等の炭田のほか, ルーマニヤの油田にもその發達が知られて居る。諸津炭田の名好層が宛かも S 字を逆に横置せる如き褶曲状態を示すものは, 圓展褶曲の好例であり, 他にも千緒, 塔路の一部, 北小澤, 恩内等の雁行背斜も類似

の状態を示すけれども、諸津はその最も標式的な型を示すものである。

諸津炭田が斯の如き圓展褶曲を成すに至つた所以は、一に過褶曲に因るものであるが、褶曲の原因たる切線壓力の外に、垂直方向の運動、即ち握珠層を中核とする東部背斜が名好層を中核とする西部背斜に比し 1,000 m 内外も隆昇せる上下運動の加つた結果である。而して斯る褶曲運動は恩内層堆積後、恐らく新三紀堆積の末期に起れるものならんも、その以前既に舊三紀に於ける前後二回の海退期に於て輕度の褶曲運動が繰返され、名好層堆積當時には幼胚的褶曲が生成されたものである。斯様な反覆褶曲に於ては、既成褶曲帯の一部は其後に生ずる新褶曲に對し一の抵抗翼を形成する結果、上述の如き局部的過褶曲の現象を誘起するものである。

圓展褶曲は等形褶曲の極端型なる點に於て中核褶曲 (Diapyr-falten) と同類と見做し得るものであらう。然し中核褶曲は中核地層 (岩鹽其他周圍の地層と可塑性を異にする地層、古期地層、火山岩類等) が褶曲に當りて自ら昇隆して背斜構造の中核を構成するものであり、圓展褶曲は複背斜、押し被せ (Decke, nappe) 等に於ける地層の迂動を意味するものである。

等形褶曲は造山壓による地層間の迂り (shear) による移動によつて起るものである⁵⁾。而して石炭層は或限度の壓力の下では著しく可塑性を増して地層間を移動する性質を有する。この性狀は圓展褶曲を生ずる要因であるが、或る場合には平均層厚 10 綫的外の石炭層が斷層面に移動集積 (この場合、石炭塊は炭層の渦卷より成る) して、徑 2 m 以上の炭塊を成すことがある (能登大呑附近)。一般に層内褶曲の顯著なる炭層は、斯様な移動の結果として生ずるもので、その部分の層厚は眞層厚の數倍乃至十數倍に達する例がすくなくない。俗稱『芋』と稱せらるゝレンズ狀の炭層はこの極端型に屬する。

圓展褶曲に於ても、炭層の移動、分岐による膨縮現象は稀れでない。例へば第貳圖の如き炭層分岐の場合に於ては、その露頭部の炭層の厚さが過大に査定され、或は一層の炭層が二層に計算される危險がある。厚き炭層露頭

にして渦巻現象を伴ひ、一般の走向傾斜と異なるものは特に用心の要がある。

第貳圖の如き場合、その厚き分岐炭層 (佛 queues, 獨 schwanz) を追跡する時は、數許にして炭層尖滅して方向を失ふ事は云ふ迄もない。斯かる場合に於て注意すべきは、背斜構造に於ては常に下磐に沿ふて掘進するを要し、向斜構造に於ては常に上磐に沿ふ可き事である。これは背斜、向斜に限らず、地層彎曲の場合にも適用されるものである。

石炭密度 石炭層露頭の觀察は石炭礦床學上重要な關係を有する。今こゝに之を論ぜんとするものでは無いが、上述の諸現象はその注意すべき要點たるを失はない。

石炭礦床學上、石炭埋藏量の表示法としては石炭係數及び石炭密度法が行はれる。石炭係數は狹義の夾炭層 (炭層を夾有する部分のみの厚さ) の層厚に對する石炭層全部の厚さの比を稱し、百分比で表はされる。石炭密度は夾炭層の賦存區域に於ける單位面積 (1 平方杆) に對する石炭量 (百萬噸單位) を云ふのである。而してその限度は萬國地質學會規定 (カナダ) により、地層構造の明かなる場合、厚さ 0.3 m 以上の炭層につき深度 2,000 m 迄の炭量を計算する。ソ聯地質の最近の調査によれば、北樺太炭田の三紀夾炭層の係數は 3~6% (夾炭層の厚さは上部、下部共に各 250 m) で、その面積 1,665 km² に相當する。石炭密度は每方杆につき 1.2~8.5 (百萬噸), 平均 3.5 (同右) に當り、總埋藏量は凡そ 30 億噸、外に白堊紀石炭のそれは 25 億噸に上ると云ふ⁴⁾。

名好夾炭層は邦領樺太西海岸に於てはその厚さ 600 m 前後に達し、石炭層の總厚は 10~15 m に上るが故に、その石炭係數は 1.7~2.4%, 平均 2% に相當する。これを北樺太に比すれば一見低率であるが、彼の Dui 夾炭層の炭層の厚さ 7.5~15 m に比すれば我は 10~15 m であつて、炭層そのものは邦領に於て増大を示すものである。夾炭層の厚さが増大しても、石炭層の厚さはその堆積の性質上、必しも地層の厚さに比例して増大するものでなく、他方に於て邦領に於ては地層變動が北樺太に比して大である故、炭

層の石炭化作用も高度に進み、その厚さを減少せる事實を考慮すれば、上の比率は蓋し當を得たるものであらう。

試みに諸津地區の無煙炭層の礦量を、炭層の厚さ 0.8m 以上のものにつき、地下 600m の深度迄に限定して計算すれば、その總量 40 (百萬噸) となり、その面積は凡そ 5 平方浬である故、石炭密度は 8 (百萬噸) となり、北樺太の最大密度 8.5 に近い値が得られる。

上記の諸津の石炭密度は計算上の制限に於て北樺太のそれよりも著しく嚴重であるが、假りに之を標準として恵須取以北の名好夾炭層のみを計算するも、その石炭埋藏量に於ては北樺太の 2 倍以上に達する。これに下部夾炭層及び白堊紀の炭量を加算すれば、邦領樺太の西海岸地域は相當の大炭田たるを失はない。

炭質に対する影響 上述の如き過褶曲及び火山現象の炭質に及ぼす影響は著しい。諸津無煙炭層は層位及び層序上、名好夾炭層に屬するに係らず、石炭化作用は高度に進み、その東南に續く千緒に於ては同一炭層が粘結性瀝青炭であり、更に塔路、太平に至れば非粘結性瀝青炭を主とするに對し、こゝに特殊な要因が考へられねばならぬ。

先づ第一に考慮す可きは火山岩の影響であるが、諸津附近に於ては海岸に臨む恩内層及び東邊の握珠層を中核とする背斜帶には玄武岩の迸發が認められるが、名好層の大部はその影響は認められない(第參乃至第五圖)。次に火山岩が石炭層に接觸する場合には、各種の燐石(天然コークス、胴藍等)を生じ、或は spent shale に類する炭質岩を生じ、要するに石炭岩石學上、その初成構造が破壊される事がその特徴である。然るに諸津無煙炭は一般の名好炭層と同様に暗炭、輝炭の層炭 (Streifenkohle) であり、その構造が完全に保存されて居るのみでなく、その化學性は A_2 型の無煙炭であるが、之を乾餾すれば 0.4% 内外の粗タールを生じ(主成分はベンゼン)、着火比較的容易である。以上の諸點より考ふれば、この無煙炭化作用は、之を過褶曲により炭層内部に起れる固體流動作用に歸せざるを得ない。

ソ聯ドンバスの古生層は、盆地周囲の構造臺地 (structural platform) に於ては褐炭であるが、盆地中心に至れば同一炭層が無煙炭となる。盆地中心に於ては炭層を被覆する地層の厚さが大であり、その重壓が石炭化作用に影響することもその一因と稱せられて居るが、而かも斯かる石炭盆地の中心部に於ては、炭層の固體流動も盛んに行はれる。これは炭層が周囲の地層に比して可塑性が大である結果である。

斯かる石炭層の内部に起る力學的變動は概ね發熱作用を伴ふものであり、石炭化作用に影響を與へる。一般に亞細亞大陸に於ても、凝灰質の堆積に伴ふ中世代侏羅層の石炭が石炭化作用の程度高く、概ね無煙炭級に意して居るに對し、古生層の炭層は概して粘結性瀝青炭である。これらの現象は、異常堆積と石炭化作用の關係を示すものであらう。

北樺太に於ては、北より南に石炭化作用の増進を示し、石炭の揮發分は Mgach 36%, Rogatinka 15~20%, Brodiazha 12% の如く、規則正しき變化を示すと云ふ⁴⁾。而し更に南方の南樺太に至れば、一般に褶曲作用が激しくなつて塔路、惠須取地方に至つて稍緩和の傾向であるが、然し前述の如く局部的變化が激しいため、石炭化作用も亦、夫々の場合に於て程度を異にするものであらう。一般に向斜帯の上層に當る炭層 (西柵丹、太平等) は石炭作用の程度が甚しくなく、地層傾斜の緩なる場合も亦同様である。

矢越礦山及び其四近の礦物及び岩石の研究 (VII)

礦床の研究

Studies of minerals and rocks occurring in the Yagoshi mine and its environs (VII) Ore deposits

理學博士 渡邊新六 (Sh. Watanabé)

緒言

筆者は岩石礦物礦床學教室に在任中、神津先生の御指導の下に各方面から詳細な探求の行はれた矢越礦山附近の岩石及び礦物の研究に參ずるの光

榮を得たが、茲に發表するものも當時神津先生の御指導の下に行はれた研究の一部である。筆者はこゝに本文を草するに際して先生の御懇篤な御指導に深く感謝するものである。

矢越礦山の礦床については前報文中にも屢々述べた様に、當教室の渡邊教授の公表せられたものがある¹⁾。

筆者は此の報文に於て、礦床に隨伴する岩石及び礦物の種類並びに其性質等から此の礦床生成の機構について記述した。其結論は渡邊教授のものとやゝ相違するが、これは研究の立場が違ふので止むを得なかつた。しかし筆者等が此の研究を開始したのは、既に第一報にも記述した通り、同教授の御好意に依るもので、茲に同教授に對して感謝する次第である。

岩石と礦床との關係

礦石は金及び銅の礦石をして採掘せられてをる。日之出礦業會社の經營時代に使用せられてゐた呼稱を以て礦石の種類を區別し(1, 5, 6, 7), 更に之に渡邊教授の分類記載せられたもの(4, 5)¹⁾をも參考として礦石を分類すれば大略次の様になる。

(I) ホルンヘルス質礦石

(1) 黒もの礦……綠色塊狀で硫化物の細斑に富むもの。これはやゝ目の粗いベエルバツハ岩中に硫化物及び金等を胚胎してをるものである。

(2) 白もの礦……白色緻密で稀に硫化物の細品を認めるもの。これは前報文(V)に斜長石アラスカイト(或は白色ベエルバツハ岩)と假稱した、アラカイトに外觀の似たもので、硫化物及び金を含有する。

(3) 柘榴石質礦石……主として柘榴石より成るホルンヘルス中に礦石を含有するもの。このものは渡邊教授の調査當時には未だ見出されなかつたものである。

1) 渡邊萬次郎：岩手縣三枚山(矢越)礦山產岩漿分化金銅礦，岩礦，18, 69, 昭12. 同第二報 19, 328, 昭13, 同第三報(1), 21, 1, 昭14. 同第三報(2), 21, 113, 昭14.

2) 渡邊萬次郎，岩礦，18, 12, 昭12. 21, 1, 昭14.

(II) ペグマタイト質礦石

(4) ペグマタイト質礦石……角閃石の大きな結晶を含むペグマタイト中に硫化物及び金を含有するもの。

(5) 斑瀾岩質礦石……ペグマタイトと輝石ベエルバツハ岩との混成作用に依る岩石中に礦石のあるもの。ペグマタイト質礦石の一種と認められる。日之出礦業會社經營の時代に稼行してをつた上部坑道に於てはこの礦石が主要なものであつた。

(III) 二次的變化礦石

(6) 青もの礦……炭酸銅の多い酸化礦

(7) 赤もの礦……酸化鐵の多い酸化礦

主要な礦石は (I) と (II) とであつて、(III) は礦床生成後の二次的の酸化礦である。

偕て (I) なる礦石の母岩は前報文に記述した様に、鹽基性乃至中性の凝灰岩が閃綠岩々漿の熱變質を受けて生じた變成岩であることは明である。

(2) も亦火成岩としては考へ得られぬ化學成分を有し、斜長石及び石英を主成分とする堆積岩が熱變質を受けたものであると考へられる。此の岩石は坑内に於てはアプライトと見誤ることが多いが、アプライトの様な白さではなく、やゝ黝づんだ脂感を伴ふ白色を呈し、顯微鏡的の性質もアプライトとは異なるものである。アプライト自身が礦石として採掘せられてをる例はこゝでは筆者は實見した事はない。

(3) の柘榴石質礦石は大部分が柘榴石から成る岩石中に礦石のあるものであつて、その中にはヘデンベルヂヤイトも認められる。この岩石もある種の堆積岩の熱變質作用を受けて生じた岩石であらう。

(4) のペグマタイト質礦石については渡邊教授の詳細な記載があるが、要するにこのものは岩漿凝結の末期のアルカリ、水其他の揮發成分及び黃銅礦其他の硫化物等から成る殘漿の固結したものであると結論してをる¹⁾。

1) 渡邊萬次郎, 岩礦, 21, 16~17, 昭 14.

この點は後述の如く筆者と其觀察を等しくするものである。渡邊教授の所謂斑瀾岩質礦石 (5) はこのペグマタイト質礦石の特別なものである。

(III) の礦石は (I) と (II) との型式の礦床が二次的に變化したものに過ぎぬから、この礦床の第一次的の成因を考察するには (I) 及び (II) の型式の礦床の成因を考究すれば十分であらう。而してこれまでに筆者等の記述した所から判斷して、(I) が所謂接觸變質礦床であることは明であり、輝石ベエルバツハ岩 (假稱) 中の主要礦物たる輝石と、柘榴石ベエルバツハ岩 (假稱) 中の主要礦物たる柘榴石とは、共に所謂スカルン礦物であると認められる。

接觸礦床又はスカルン式礦床には一般に種々のスカルン礦物を伴ふが、硫化礦物等が實際に沈澱したのは其等のスカルン礦物が形成せられた時代よりは遙に後れ、恐らく氣成乃至熱水期であらう事は、礦床學で一般に承認されてをる所である¹⁾。

然るにこゝでは一方にはペグマタイト中に礦石が生成せられてをるのであるから、(I) のホルンヘルス質礦石と (II) のペグマタイト質礦石とはほぼ同一時期に同一源の礦液に依つて形成せられたものであらう事が想像される。

故に矢越礦山の礦床の形成の順序を次の如く考へ得られる。即ち千厩閃綠岩バソリスが進入して先づ室根山及び三枚山附近一帯に存在する堆積岩をホルンヘルス化し、この岩漿固結の殘漿中には硫化物等が濃く集積され、これがペグマタイト固結の時代に周圍のホルンヘルス中に滲染し、又殘液そのものであるペグマタイト自身の中にも沈澱したものである。

本研究に要した費用の一部は文部省科學研究費及び日本學術振興會から神津教授に支給されたものゝ一部である、記して深謝の意を表する。

1) 例へば加藤武夫、礦床學總論 (岩波講座) 27 頁、及び渡邊萬次郎、接觸礦床論 (岩波講座) 70 頁等。

評 論 雜 錄

阿武隈山地の鐵礦床・特に入遠野礦床に就て

Iron deposits of the Abukuma Mountainland,
with special reference to Iri-Tôno deposit

理學博士 渡邊 萬次郎 (M. Watanabé)

緒 言

阿武隈山地の鐵礦床は本邦各地の鐵礦床中最も早く調査せられた一であるが¹⁾、廣く各地に分在し、大規模なもの少ないため、大鐵山の發展を見ない。しかしながら、礦床の種類に富む點に於ても、分布の廣い點に於ても、特に注目に足るものあり、殊に最近開發中の入遠野礦床は、本山地南部に廣く分布する結晶片岩中の層狀變質鐵礦床の代表者として、研究に値するものがある。筆者は數次同礦床を現地を観察する機會を得、その標本に就ても若干の資料を得るに至つたので、ここにその一斑を報告する。

阿武隈山地の地質概要

本山地を構成してゐる恐らく最古の岩石は、小藤文次郎博士²⁾によつて竹貫系 (Takannki Series) 及び御在所系 (Gozaisho Series) と命名せられた結晶片岩類であつて、そのうち前者は黑雲母片岩及び同片麻岩を主とし、福島縣石城郡西部竹貫附近に代表的に發達し、後者は角閃片岩及び角閃岩を主とし、前者の東方即ち元の御在所峠附近で最も廣く分布し、後者は竹貫北方等で、前者を被うて發達する。小藤博士の研究當時は、總てこの種の岩石は、始原代のものと考えられてゐたが、それは現今一般の通念と一致せず

1) 大塚專一、地學雜誌、第3集、353~356頁、明治24年；同第4集、13~16頁、明治25年；同、白河圖幅地質説明書、43~53頁、明治25年。

2) The Archean Formation of the Abukuma Mountainland, Journ. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokio. Vol. V, No. 3, 1893 (東京帝國大學理科紀要、第五卷、第三號、明治26年)。

さりとて未だ全然化石が見出されず、時代は不明といふ外なく、地質調査所等に於ては¹⁾、竹貫系を原田豊吉博士²⁾の最初研究せられた静岡縣周智郡奥山村領家附近の領家片麻岩及び片岩²⁾に、御在所系を小藤文次郎博士³⁾の研究にかゝる群馬縣多野郡御荷鋒山一帶の御荷鋒層³⁾と對比してゐる。

それらの最も著しい點は、竹貫系片狀岩が黒雲母に富むに對し、御在所系片狀岩が角閃石に富む點で、前者は恐らく粘板岩質水成岩、後者は恐らく鹽基性乃至中性火山岩またはその凝灰岩から變質したものと認められる。但し御在所系の東部、即ち層位的に見て、その上部と認められる部分では、角閃岩中珪岩及び鐵礦層を介在し、上遠野西南方等に於ては、千枚岩乃至粘板岩を伴ふ部分さへ見られ、その岩質上この近傍の石炭紀水成岩に遷り變る。

阿武隈山地の南部即ち日立礦山附近に於ては、太田町東北方の機初村宇西堂平(Nishi-Dôhira)附近で最もよく竹貫系に類する岩石が見られ、高鈴山、赤澤附近で御在所系に最もよく似た岩石が見られる。筆者⁴⁾は嘗てそれらをそれぞれ西堂平系及び赤澤系と命名した。この赤澤系もまた、東部即ち上部に於ては次第に變質の度を減じ、石灰岩や珪岩を夾み、その上にある珪岩、石灰岩、粘板岩の互層、即ち筆者⁵⁾の鮎川系と名付けたものに遷り變り、これらはそのうちにある珊瑚の化石で、下部石炭紀と認められてゐる⁶⁾。それ故御在所系なるものは下部石炭紀又はそれ以前、竹貫系は更にそれ以前と見ることは妥當であるが、その間著しい不整合等が未だ確かめられてゐないから、時代的には或は近いものであつて、たゞ變質の程度が違ふものかも知れない。

1) 石井清彦, 日本地質礦産誌, 27 頁, 昭和 7 年, 佐藤才止, 同 12 頁。

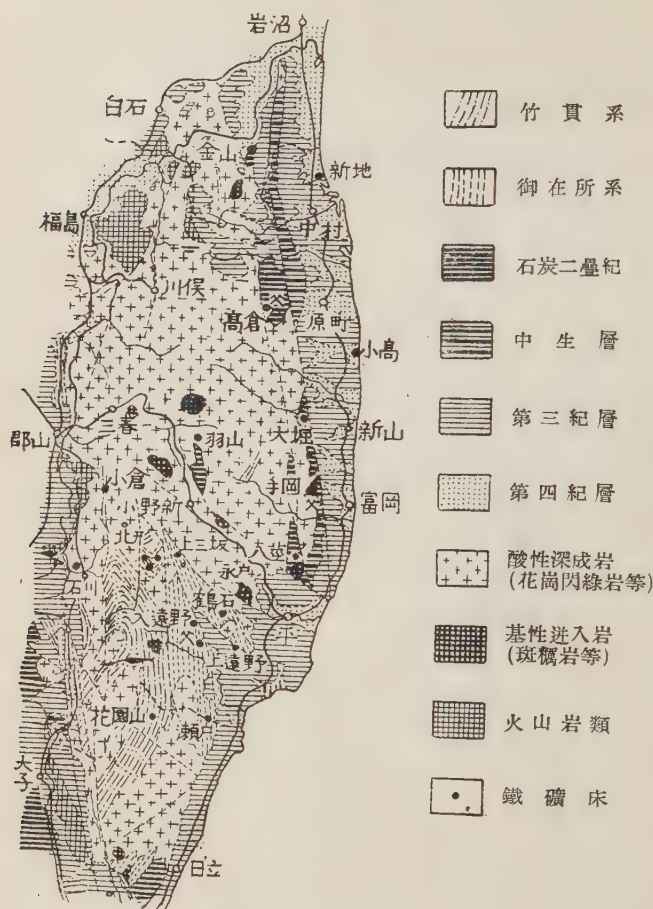
2) 原田豊吉, Japanese Islands, 明治 23 年。

3) On the so-called Crystalline Shist of Chichibu, 東京帝大理科紀要, 第 2 卷, 明治 21 年。

4) 5) 渡邊萬次郎, 地質, 第 27 卷, 大正 9 年。

6) 早坂一郎, 日本地史の研究, 大正 15 年; 藤本治義, 地學, 第 36 輯, 大正 13 年。

第 壹 圖



阿武隈山地鐵礦床分布

前記の下部石炭紀乃至石炭二疊紀層は、また相馬郡柗窪附近¹⁾に見出され、その西側下位にもまた御在所系上部に類した緑色片狀岩が見られる。八華礦山附近に於ても石灰岩及び粘板岩の累層と、その下にある千枚岩狀

1) 早坂一郎, 日本地史の研究, 大正 15 年。

岩石が見られ、後者は御在所系上部、前者は前記石炭紀層に類するが、變質のため化石を失ひ、本山地の中央大瀧根山西麓の厚い石灰岩また同様である。この外須賀川の東方雲水峯の西腹、郡山の東南方鶴石山の一部、掛田町東方藤棚等でも結晶片岩と共に石灰岩が見られるが、これらは必ずしも石炭紀のものに限らず、竹貫附近のものと同様、竹貫系または御在所系のものと認められ、石灰岩はそれらの岩層中にも諸所に見られるのである。この外郡山の北方日和田驛附近、二本松西方、松川西方等、即ち本山地の西縁部にも類似の結晶片岩が諸所に見られ、湯本町西方湯の嶽の東麓、富岡町西方松ヶ岡礦山、同上岡礦山附近等にも、御在所系最上部に類する綠色變質岩類が見られる。

以上各種の岩類は、所々で斑瀾岩、橄欖岩、角閃石岩、蛇紋岩等に貫ぬかれ、日立礦山南西方では赤澤系及びそれと西堂平系との境界、竹貫附近では竹貫系及び御在所系、八華礦山附近に於ては御在所系上部乃至下部石炭紀層と思はれるものを貫ぬくが、中生層との關係は不明である。中生層として從來本山地に知らるゝものは、相馬郡一帯の相馬中生層¹⁾と、双葉郡を主とする双葉層²⁾で、前者は上部侏羅紀乃至下部白堊紀、後者は上部白堊紀層と言はれてゐる。

阿武隈山地の最大部を成す花崗閃綠岩類の少くとも一部は、前記斑瀾岩及び橄欖岩類よりも後期の進入體であつて、日立礦山西方、小野新町附近等では、花崗閃綠岩類のため變質し、或はその岩枝に貫ぬかれたそれらの基性岩類が、孤立した山に残つてゐる。しかしそれらと中生層との關係はなほ不明である。若し本山地の東北端なる鹿狼連山が、相馬中生層の連續とすれば、花崗閃綠岩類の進入はその後である。

且つこの種の火成岩にも、進入に前後の區別があり、日立礦山西北方の中

1) 松田 繁、石川成章、地質、第 6 卷、明治 32 年；清水三郎、地質、第 34 卷、昭和 2 年；徳永重康、大塚彌之助、地質、第 37 卷、昭和 5 年。

2) 徳永重康、地質、第 30 卷、大正 12 年；徳永重康、清水三郎、東京帝大理學部紀要、第 2 類、第 1 冊、昭和 7 年。

里村では、閃雲花崗閃綠岩がやゝ細粒の黒雲母花崗岩に貫かれ、小野新町西方等でも、同一の現象が認められる。特に閃雲花崗閃綠岩は、部分によつて著るしく片理を帯び、片麻岩狀を呈し、極めて古期の外觀を與ふるに反し、細粒黒雲母花崗岩は片理に乏しく、極めて新期の外觀を呈す。然しながら、片理の發達は必ずしも時代の新舊のみに依らず、同一岩塊であつても一部は全く片理を示さず、一部は甚だしく片理を生じ、しかもその間何所にも明な界がなく、次第に遷り變つてゐることが多く、この現象は日立礦山北方等でもよく見られる。特に岩塊の邊縁部では、次第に片理に富むと同時に、その成分をも變ずる場合は極めて多く、渡邊久吉博士¹⁾の調査せられた本山地南部多賀郡高岡村附近等では、花崗閃綠岩と竹貫系雲母片岩との境界は、同氏によれば閃雲花崗岩-花崗閃綠岩-片狀花崗閃綠岩-石英雲母片麻岩又は片岩であり、石城郡鮫川村に於ては閃雲花崗岩-片狀閃雲花崗岩-片麻岩-石英雲母片岩なる順序で遷り變る。これ兩者の界に於て、花崗閃綠岩質岩漿が、黒雲母片岩の層理に沿つて細かく貫入し、廣く貫入片麻岩 (injection gneiss) を成すと同時に、兩者の間に混熔作用 (contamination) の廣く行はれた結果と見るべく、竹貫系と花崗閃綠岩との界が極めて屢々整合的で、前者の層向が極めて屢々後者を繞つて彎曲するのも極めて著るしい點である (例、石城郡鮫川村南部等)。

之に反して御在所系と花崗閃綠岩との境界は時に複雑に貫入しても (例、多賀郡磯原町西部、石城郡貝泊村東南部²⁾) 貫入の範圍狹く、或は多數の餅盤 (lacolith) 狀に分れ (例、日立の大雄院東北方³⁾) 時には全然簡單な境で層理を切る。上遠野北方鶴石山等にその例を見る。石炭紀層と火成岩等の關係また同様であつて、接觸部には狹い範圍のホルンフェルス、又はスカルンを見るのみで貫入片麻岩等は見られない。これ恐らくは竹貫層が火成岩類

1) 渡邊久吉、七萬五千分一、勿來圖幅、地質圖、昭和 10 年。

2) 渡邊久吉、七萬五千分一、地質圖、勿來圖幅、昭和 10 年。

3) 渡邊萬次郎、地質、第 27 卷、大正 9 年；木下龜城、七萬五千分一、地質圖、助川圖幅。

進入當時特に下底に存したため、大なる地壓の統制を受け、岩漿は主としてその層理に沿つて細かく進入し、廣範圍の接觸變質を與ふると共に、混熔の現象を惹起したのに反し、御在所層及び石炭紀層は地下比較的淺かつた結果として、岩漿が之を押し擴げ、又は之を貫ぬいて進入し得た結果、變質もまた小範圍に限られたためであつて、竹貫層と部下石炭紀粘板岩との著るしい相違またこれに基づくものと信ずることが妥當であらう。ここに注目し、普通の石炭紀以後の粘板岩と火成岩との間に見らるゝホルンフェルス乃至スカルン質接觸帶が、極めて屢々金屬礦床を伴ふに反し、竹貫又は領家式貫入接觸帶が之を作なふこと極めて稀な點である。

以上の諸現象に伴ひ、阿武隈山地は數回に亘つて多數の大斷層に斷たれ、特に四倉町西方の二箇山南側、湯元町西方湯の嶽西南側等の大斷層は、第三紀層沈積前に既に本山地の東側を斜斷し、裾齒狀の出入を生ぜしめ、以て常磐含炭第三紀層の沈澱區域を支配すると共に、それらの沈澱以後に於てもそれらを貫ぬいて繰返され、四倉以北に於ける本山地東側を劃する大斷層の如きまた類似の變遷を遂げたものと信ぜられる¹⁾。この間本山地の北部には、靈山一帶の玄武岩乃至安山岩の噴出に伴ひ、厚く集塊凝灰岩の被覆を見、また中央西縁部は、須賀川附近の石英安山岩に被はれ、それらは數次の地塊の昇降、傾動、削磨等と俟つて、今日の地形を生ずるに至つたものと認められる。

鐵礦床の種類と分布

阿武隈山地の鐵礦床は當然前記の地質と密接なる關係を有し、その種類及び分布次の如くである。

I. 岩漿分結鐵礦床 斑禰岩、橄欖岩等の進入の際、その内部に分結せる磁鐵礦の集合。

1) 中村新太郎、常磐炭田第一區地質圖及び同説明書、大正 2~3 年；徳永重康、早稻田大學理工學部紀要、第 1 冊、大正 11 年；渡邊久吉、常磐炭田第二區乃至第四區地質圖及同説明書、昭和 5~14 年；地學、第 42 輯、昭和 5 年等。

例 福島縣石城郡永戸村水石山剣ヶ峯鐵礦床

II. 接觸變成鐵礦床 酸性火成岩類侵入の際, その周囲の岩石との接觸部に生ぜる磁鐵礦の集合で, これは主として古生層との界に限られる。

例 福島縣石城郡大野村八莖・八莖銅鐵礦床の一部

同 双葉郡上岡村上手岡・上手岡鐵礦床の一部

同 同 大野村大川原・大倉鐵礦床

同 相馬郡石神村高倉・高の倉鐵礦床

同 田村郡常葉町羽山嶽・羽山鐵礦床

宮城縣伊具郡金山町片山・金山鐵礦床

III. 層狀變質鐵礦床 御在所系角閃岩類沈澱の際, その一部に生じた沈澱性鐵滿俺礦床が, 接觸乃至動力變質を受けて生じた層狀變質磁鐵礦床

例 茨城縣多賀郡磯原町花園山及び關本村大北山

福島縣石城郡川部村瀬戸・瀬戸鐵礦床

同 同 入遠野村・入遠野鐵礦床

同 同 同 鶴石山鐵礦床

同 同 三坂村・上三坂鐵礦床

同 石川郡小平村山方・石川鐵礦床

VI. 殘積性(露天化)鐵礦床 火成岩侵入の際に生じた硫化鐵礦が風化によつて褐鐵礦に變つたもの。

例 福島縣石城郡上遠野村・上遠野鐵礦床

V. 砂鐵礦床 前記の諸岩の風化によつて生じた磁鐵礦が, 海岸, 河底の砂礫の中に集中したもの。

例 福島縣石川郡石川町及び野木澤村

同 相馬郡新地村及び福浦村

同 同 小高町及び大甕村

それらの分布は第壹圖中に示される通り, 殆んど全山地に亘つてゐるが, 特に山地の東縁部に列なる接觸礦床, 中部以南の層狀變質礦床が著るしい。

劍ヶ峯(永戸)鐵礦床

磐越東線に沿ふて平驛の次に位する赤井驛の西方に當り、藥師堂を以て有名な關伽井嶽(605m)あり、その北方の水石山(735m)と共に一段高く阿武隈高原を抜いてゐる。これらは共に斑瀾岩質岩石から成り、之を貫ぬく花崗閃綠岩上にドームのやうに残つてゐる。水石山頂附近のものは主として多量の角閃石と斜長石から成つてゐるが、北麓小玉川附近等で、花崗閃綠岩に貫ぬかれた附近では、多量の輝石、透角閃石等を生じ¹⁾、また一部分は蛇紋岩に變つてゐる。植村癸巳男氏²⁾によれば、本礦床はこの種の岩石中に集結した磁鐵礦床で、鐵スピネルを伴なつてゐる。礦區は石城郡永戸村宇洞屋場、同赤井村下永井に跨がり、銅屋場南方に當り、大正5年これが採掘を試みたが、運搬に不便なため、今なほ貯礦のまゝと傳へられるが、その詳細は明かでない。

八莖銅鐵礦床

八莖礦床³⁾は福島縣石城郡大野村北部の山中にあり、常磐線四倉驛から玉山礦泉を經、海拔400米前後の二つの峠を越えて行くか、磐越線小川郷から海拔500米の山地を越えて達せられ、交通は餘り便利でないが、礦山玉山間は四倉セメント専用の鐵索、玉山四倉間は同専用軌道がある。本礦山は大正前半銅山として本邦屈指のものであつたが、その後は休山の状態である。礦床附近は主として砂岩粘板岩と石灰岩の一枚の厚い地層から成り、その下底には雲母片岩、千枚岩等が發達し、これは御在所系上部のものに類してゐる。

この累層の東側並に坑内下部には淡江色の長石を持つたアダメル岩質花崗岩が見られ、その接觸部で粘板岩はホルンフェルスに變つてゐるが、金屬礦石は伴はぬ。しかるにそれらの西側には、石英の斑晶に富んだ石英閃綠

1) 萱場 堅、阿武隈高原實習報告、昭和11年。

2) 植村癸巳男、日本地質礦産誌、256頁、昭和7年。

3) 渡邊萬次郎、東北帝大理科報告、第三輯、第1卷、51~62、大正10年。

玢岩が數個所に露出し、その周圍の粘板岩には、多量の灰鐵輝石、綠簾石等のスカルンを生じ、これに多少の磁硫鐵礦、黃銅礦等を伴ふのみならず、そのやゝ東方の厚い石灰岩の底部にも、大小多數のポケット狀を成して、灰鐵輝石、柘榴石のスカルンを生じ、これに黃銅礦、磁硫鐵礦、硫砒鐵礦等を伴ひ、銅礦として嘗て盛んに採掘並に製鍊せられ、その産額は大正 6 年 2,026, 954 斤、本邦銅山中の II 位に達した。これ即ち本礦床で、その東端部は石灰岩の下底に沿つて脈狀となり、閃亜鉛礦及び方鉛礦を主とし、また西端部通洞準には多量の磁鐵礦を産し、大正 9 年 349 噸、同 10 年 118 噸を採掘し、熔礦製鍊を開始したが、銅礦石の大部が掘り盡された上、世界大戰終結による銅及び鐵の價格の暴落に會し、そのまゝ休山の狀態に陥つた。従つて、鐵礦石の存在狀態がなほ明かでない上に、最下坑道最深部に位したため、その後の調査も困難であつて、今日これを審かにしない。

上岡(上手岡)鐵礦床

これまた大正 6~7 年頃採掘せられた鐵山で、當時の産額は

大正 6 年 16,670 噸 大正 7 年 13,528 噸

に達したが、その大部分は掘り盡され、大正 10 年以來その業を休んでゐる。

本礦山¹⁾は福島縣双葉郡上岡村大字上手岡に在り、鎌石山(307.9 米)の東麓に位し、常磐線富岡驛の北西約 8 軒に當る。鎌石山は主として角閃岩から成るが、その東側に角閃花崗岩の露出を見、鐵礦床はその境界に沿うてそれら兩岩中に分布し、主として輝石、綠簾石、珪灰鐵礦、磁鐵礦等の集合から成る。その或るものは角閃岩中延長 75 米、幅平均 15 米、上下 30 米に達する楔狀を成して、西北凡そ 30 度に傾斜し、礦量 8,3790 噸と推定せられ、また或るものは角閃岩と花崗岩との境に沿つてレンズ狀を成し、更に或るものは不規則脈狀に後者を貫ぬいてゐる。各礦物はその割合が部分によつて大差あり、その品位もまた例へば次のやうに變化し、硫化物は極めて少ない

* 1) 木村六郎, 地質調査所報告, 86 號, 1~12, 大正 11 年。

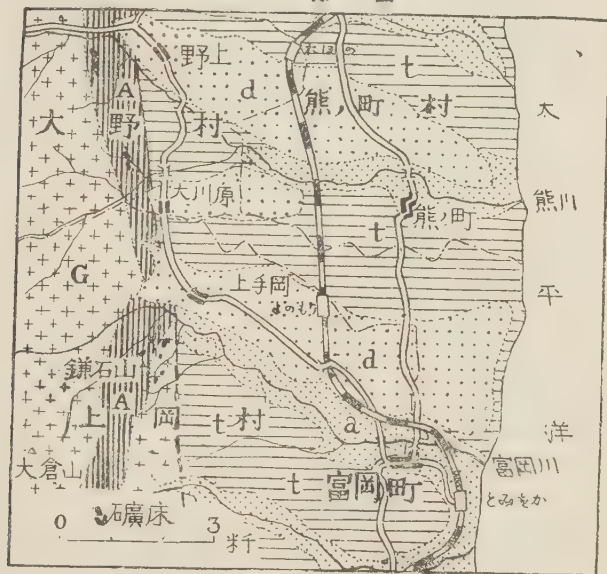
が、一部分には多少の黄銅礦、黄鐵礦等を伴なつてゐる。

SiO ₂	Fe	Mn	S	P	Cu	TiO ₂
57.19	14.52	ナシ	ナシ	ナシ	ナシ	ナシ
52.46	16.32	0.16	0.02	”	”	”
47.09	31.66	痕跡	痕跡	痕跡	”	”

大倉鐵礦床

前者の西方大倉山 (593 米) の北方に亘り、福島縣双葉郡上岡村上手岡、同

第 貳 圖



上岡鐵礦床附近地質圖

G 花崗閃綠岩 A 角閃岩 t 第三紀層 d 洪積層 a 沖積層

大野村大川原の兩地に跨がり、磁鐵礦を主とする扁桃狀の礦體と傳へられるが¹⁾、詳細はなほ不明である。附近の地質から推定して、恐らく接觸礦床であらう。

新山大堀諸礦床

前者の北方長塚驛の西方に在り、双葉郡新山町、同大堀村に跨がり、粘板

1) 礦山側の報告による。

岩,角閃岩,柘榴岩,花崗閃綠岩等から成る地域に,大小4個の露頭を有しその少くとも或るものは,石英磁鐵礦の外,輝石,柘榴石等を伴ひ¹⁾,接觸礦床と信ぜらる。但しそのうち橄欖岩中にあるものは,井上禧之助氏によつて,岩漿分結物かと想像せられてゐるが,その根據を明かにせられてゐない。

高の倉鐵礦床

福島縣相馬郡石神村の西縁,同郡飯曾村及び双葉郡津島村に跨る部分にあり,最大部分は飯曾村の東端部に屬する。常磐線原町驛より新田川の峡谷に沿ひ,森林専用軌道によつて2I 軒,その支流比曾川畔の貯礦場に達し,南に支流を遡れば,その東側の山頂近く4個の礦床ほど南北に配列する。何れも磁鐵礦の外に,多少の柘榴石,黃鐵礦,黃銅礦等を伴ひ,その東側の古生層と,その西側の花崗閃綠岩との境界に沿つて配列し,接觸礦床と認められる。その礦石は例へば

Fe 56.0, Mn 0.4, Cu 0.3 SiO₂ 12.0%

なる組成を有し,大正の前半一時採掘せられ,同8年休山となつたが,昭和13年以來再び重要礦山となり,現に平均 Fe 55% 程度のものを,年1萬噸以上產出してゐる。

金山鐵礦床

宮城縣伊具郡金山町字金山の西に當り,石灰質凝灰岩が花崗閃綠岩のため變質し,綠色塊狀の岩石となつた部分に生じた磁鐵礦床である。

入遠野鐵礦床

本礦床は福島縣石城郡入遠野村の西半を主とし,一部はその西隣石住村に跨つて分布する。現に瀧澤礦業會社の福石礦山の經營に屬し,その一部分を盛んに開發せられてゐる。本礦床は主として入遠野川の西岸,海拔300米乃至500米の山地に在り,地質は主として片狀乃至塊狀の角閃岩から成るが,その一部には黑雲母片岩,絹雲母片岩,含鐵珪岩,磁鐵礦層等を挾

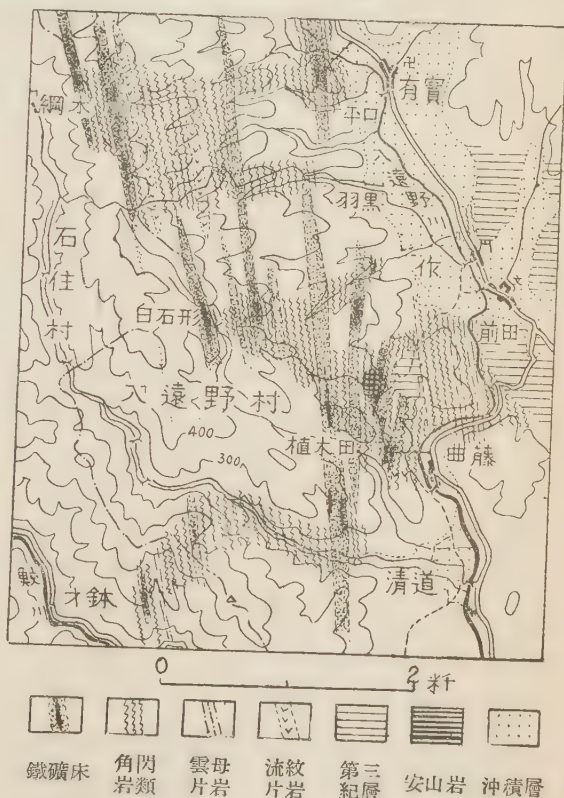
1) 井上禧之助,地質調査所報告,第24號,89頁,明治44年。

み、また一部には白色片狀にして石英の斑晶に富み、流紋岩またはその凝灰岩の變質物と認められるものを夾んでゐる。これは本山地の南部、日立礦山西南方の北の澤等にも見られるもので、假に流紋片岩と名付ける。それらは何れも南北乃至北 10 度西又は東の層向を有し、多くは西方 70 度乃至 80 度に急斜するが、單純な單斜帶 (monoclinal zone) ではなく、複雑な褶曲を伴ふ等斜帶 (isoclinal zone) であることは、曲藤對岸鐵礦層の採掘に際して確かめられた。

鐵礦層は概ねレンズ狀を成し、その兩側の含鐵珪岩と互に遷移する場合もあるが、屢々明劃な境を以て、含鐵珪岩或は角閃岩中に夾まり、厚さ概ね 1 米、乃至 2 米、長さ 10 米乃至 50 米程度を主とし、規模これよりも大なるものは、品位一般に劣つてゐるが、平

行乃至雁行的に極めて多數配列し、全體として極めて大きな數條の礦床帯を造る。そのうち從來主として開發せられたものは、有實對岸平口のものと、曲藤對岸植木田のもので、現在までに採掘せられた礦床の配置と、その形狀とは第四圖及第五

第 參 圖



圖によつて示される。採掘礦石はその現場で手選の上、簡易鐵索によつて入遠野川東岸の縣道に出し、自動車によつて南方十數軒の植田驛に運ばれ、京濱方面に送られてゐる。

礦石は常に堅硬緻密で、磁性極めて強く、その先端をクリノメータに近づくれば、破片の位置によつて強く磁針を吸引或は反撥する。その成分は東京工大河上益夫博士の分析結果によれば、例へば第壹表の通であつて、鐵

第 壹 表 入遠野及び瀬戸産鐵礦石の化學成分
(河上益夫博士分析)

産 地	礦種	Fe	Mn	S	P	SiO ₂	CaO
平 口	中 礦	51.1	6.0	認めず	認めず	13.3	1.2
作	上 礦	55.8	10.9	”	”	6.5	0.4
植木田	中 礦	50.0	6.9	”	”	13.7	0.7
白石形	上 礦	53.2	1.7	痕跡	痕跡	5.1	...
同	同	52.2	6.3	”	”	9.5	1.3
同	下 礦	41.7	2.7	認めず	認めず	16.1	...
網 木	上 礦	56.2	6.1	”	”	10.5	...
清 道	含鐵珪岩	27.1	3.9	”	”	42.8	...
瀬 戸	上 礦	53.1	8.3	2.9	...
同	下 礦	42.6	6.1	22.0	...

の外、相當多量の滿俺を含み、その多きものは容易に手に着き、滿俺礦の外觀を與ふる。他に幾分の珪酸と、往々多少の石灰を含む。

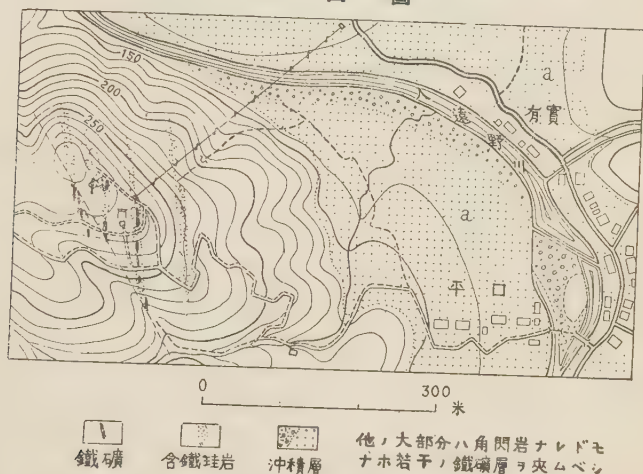
之を顯微鏡下に觀察するに、磁鐵礦の外に通常多少の石英を伴ひ、また一部には方解石、柘榴石等を伴ふ部分があり、平口の一部には黃鐵礦の微量を伴ふものもある。それらは直徑 0.5~0.005 耗程度の微粒を成して縫合し、往々綫狀に配列する。

時には磁鐵礦に富む部分が、これに乏しい珪岩中に不規則綫狀に配列し、更に二次的石英脈で不規則に貫ぬかれる場合があり、全體として厚さ數十米に達する貧礦帶を形成する。清道西方溪畔、植木田西北方 385 米高地、網木東方 579 米高地北方溪間等のものはその例で、これらの貧礦帶に於ては屢々磁鐵礦の外、多量の赤鐵礦を伴ひ、部分によつてはこれを主として鐵石英狀外觀を有する。かかる場合に黑色磁鐵礦質の上礦部と、赤色赤鐵礦

質乃至白色石英質貧礦部は、磁石によつて容易に選別せられ得る。

以上の産狀並に組成構造等から見て、本礦床は御在所系の堆積末期に、火山活動の間隙に乘じ、種々の割合の珪酸並に炭酸石灰、水酸化滿俺等と共に、水底極めて廣く堆積した水酸化鐵の集合に由來するが、火山噴出物の堆積に中斷せられて、遂に厚層を成すに至らず、その後母岩の變質により、磁鐵礦及び一部は赤鐵礦に變質したものであつて、各成分の縫合關係、柘榴石の生成等はこれを明かに物語り、特に一部に電氣石の微粒を有することは、

第 四 圖



平口礦床圖

これに接して火成岩の進入を認め得ざるに拘らず、その深部進入の影響を受けたることを明かにする。

本礦床の分布は第參圖に示される通りで、個々の礦體が小規模であるに拘らず、全體の礦量頗る豊富で、特に含鐵 30~40% の貧礦體には、規模の相當大なるものも少くない。假に富礦帯のみを採掘するも、厚さ概ね 1 米に達して中石に乏しく、兩盤堅牢にして崩壞の憂なく、坑内掘にも便利であり、且つ礦質堅固にして、適當に割れ、鐵と同時に多量の酸化滿俺を含み、搬出また極めて便利の位置に在る。たゞ礦體が廣く各所に分在するため大規

模の採掘に耐へないが、農村に近接してその勞力を利用する便利あり、現に日産 10 噸乃至 20 噸に留まるが、勞動力の獲得次第一層の増産も容易である。但し本礦山の使命は、その大規模な貧礦體の開発にあり、之を粗碎して磁力で選別しただけでも、多量の富礦が得られることは疑ない。

第 五 圖



瀬戸鐵礦床

前者の南方延長部に當り、福島縣石城郡川部村の南端より、茨城縣多賀郡關本村に跨がり、阿武隈山地と炭田地帯との境界に近く、前者の構成する角閃岩及び珪岩の地帯と、後者に屬する第三紀含炭層とが、多數の斷層によつて複雑に交錯する部分に在り (第七圖参照)。礦床は角閃岩中に介在する含鐵珪岩中特に磁鐵礦に富む部分で、その組成は既に第壹表に示した通である。その位置勿來驛に近く、約 6 軒で礦床所在地に達し得るが、礦床露頭は

海面を抜くこと 100 米, 附近の沖積原上 50 米に過ぎず, 大規模の採掘は困難であらう。その成因は入遠野礦床と同一であらう。

花園山及大北山鐵礦床

茨城縣多賀郡華川村花園山の鐵礦床は, 阿武隈山地の岩鐵として最も早

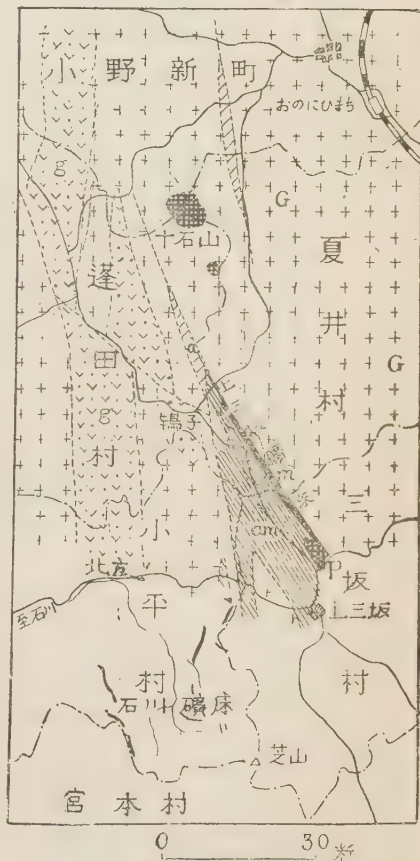
く記されたものの一であり, 之を記した大塚專一氏の記載より推定すれば, その性質入遠野礦床と同一と認められる。但しその規模明かならず, なほ今後の調査を要する。

同氏の記せる大北山の鐵礦床も同一であるが, この名稱は陸地測量部の地形圖中に見出されぬ。

上三坂鐵礦床

これまた大塚博士によつて古くから記されたものであつて, 昭和 10 年相田次雄氏²⁾の調査によれば, 本礦床は福島縣石城郡三坂村字上三坂の北方から, 同郡蓬田村と田村郡夏井村の界に沿ひ, N 30°W に向ひ, 3 軒以上追跡せられ, 磐越東線小野新町驛の南方 6 乃至 9 軒に在る。これまた角閃岩の層理に平行に發達するが, そ

第 六 圖



の一侧は片狀閃雲花崗閃綠岩に境せられ, その境界は恐らく斷層と認めら

1) 大塚專一, 地學, 第 3 集, 353~356, 昭和 24 年; 同第 4 集, 13~16, 明治 25 年; 白河圖輻地質説明書, 43~53 頁, 明治 25 年。

2) 相田次雄, 阿武隈山地地質地層報告, 昭和 10 年。

れる。礦石は滿俺分に富み、往々滿俺礦として取扱はれたが、その成因また入遠野礦床と同一と信ぜられる。

石川鐵礦床

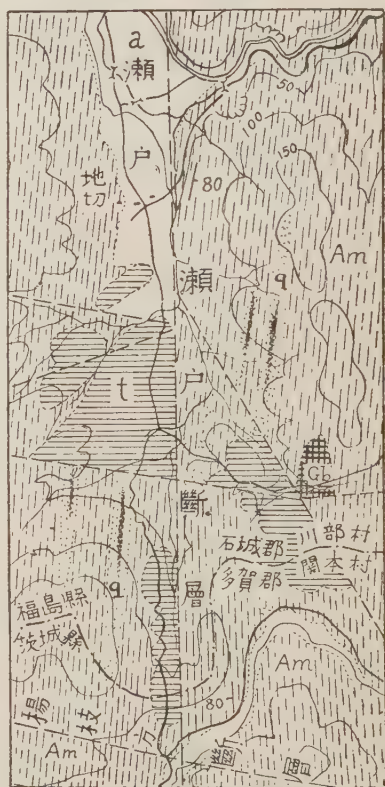
前者の西南方に當り、石川郡小平村北方の南方に在り、一部は石城郡宮本村、一部は同三坂村に跨がり、水郡線

石川驛の東方約8軒に位する。井上禧之助博士¹⁾によれば、これまた角閃岩中に互層する珪岩に伴なふ層狀磁鐵礦で、I3露頭中6箇は延長300米、他も100米内外に達し、厚さ概に2~3米、皿目木及び檜坂のものは、厚さ數十尺に達する。礦石は屢々磁鐵礦と石英との縞から成り、品位 Fe 45~50%、礦量55萬噸と推定せられる。但し Fe 50% 以上の部分は、これより遙に少ないものと認めねばならぬ。

羽山鐵礦床

用村郡常葉町の南方羽山にも亦鐵礦床の存することが大塚專一博士によつて記載せられ²⁾、前記花園山、上三坂等のもの一括せられてゐるが、松本隆一氏³⁾によれば、羽山の一部は石灰岩で構成せられ、周圍は花崗岩類であり、大塚博士も柘榴石を

第七圖



瀬戸礦床地質圖

Am 角閃岩 q 珪岩及鐵礦
t 第三紀層 a 沖積層

- 1) 井上禧之助、地質調査所報告、第24號、90~94頁、明治44年。
- 2) 大塚專一、前出。
- 3) 松本隆一、阿武隈山地實習報告、昭和10年。

特に記して居られるから、恐らく接觸礦床であらう。

鶴石山鐵礦床

三枝守維氏¹⁾によれば、入遠野礦床の東北方に聳ゆる鶴石山 (735.3 米) その西北方澤渡村字新田の東北山中等にも入遠野式層狀磁鐵礦を産する。但し交通不便であり、品位も餘り高くない。

他にも調査の進むに従ひそれらの發見の可能性は多い。

相馬海岸砂鐵礦床

砂鐵は特に相馬郡一帯の海岸に多く、小高町東南福浦村の字南右田、村上^{ツノボーチ}、角部内、浦尻等の海岸のものは、 TiO_2 18~27% を含み、小高砂鐵礦業所によつて採掘せられ、日本砂鐵礦業高砂工場に送られ、その北方大甕村字小澤海岸のものまた現に採掘せられつゝある。

同様に、同郡新地、福浦兩村海岸のものは、大正の末期採掘せられ、フェロチタニウム及び鉄鐵の製造に供せられ、その額次の通であつた。

	大正 10 年	大正 11 年	大正 14 年	昭和元年
フェロチタニウム	21	102	159	12 吨
銑 鐵	435	187		

石川砂鐵礦床

砂鐵はまた石川郡石川町及び野木澤村に於て阿武隈川及びその支流北須川等で採掘せられ、昭和 5 年 97.5 を産した。

本調査入遠野礦床礦主瀧澤七郎氏及び洞口力衛氏の御厚配を辱うした點が多い。記して茲に謝意を表する。

この研究に要せる費用の一部分は文部省自然科學研究費に屬す。

會 報 及 雜 報

總會及び聯合講演會豫告 前號廣告欄に掲載の通り、本會總會及び本會並に日本地質學會、日本地理學會、日本火山學會との聯合學術大會を左記により開催す。

開催期日 昭和 17 年 3 月 28 日 (土曜日) 及同 29 日 (日曜日)

開催場所 東京市東京帝國大學内

1) 三枝守維、阿武隈山地實習報告、昭和 11 年。

樺太の温泉 南樺太には冷礦泉は各所に見られるが、温泉と稱し得るものは只一個所知られて居るだけである。その位置は島内の最高峰と稱せられる敷香岳^{シスカ}の西麓、こゝに源を發し西流して名好川に合する湯の川の河畔にあたる。

眞縫・久春内地峽以北の樺太西海岸地方は、中央分水山脈と海岸山脈との間に向斜狀の盆地帯があり、恵須取川の上支流がその南半の水を集め、名好川の上支流がその北半の水を集めて共に日本海に注ぎ、これらの縦谷の流域は地味肥沃で且つ夏季の海岸より襲來する濃霧を避け得られるので農耕適地が多い。この湯の川温泉も名好川の縦谷より東方に7~8 軒に當り、湯の川それ自身は寧ろ峽谷で、高さ100m以上の懸崖が海岸に逼る如き個所も少くないが、温泉以東は谷の兩岸開け廣き盆地狀を呈する部分がある。

名好川流域の既に開發された農耕地は河口の名好町から12 軒内外の大熊部落を終點とし、それ以南に及んで居ないため、同温泉に至る交通は目下の所稍々困難で、名好町から凡そ34 軒、この間100~150mの急坂を上下すること數回、纔かに人馬を通ずるに至るのみであるが、將來、恵須取町の太平炭坑附近からの道路が拓ける場合には交通が便利にならう。この道程は比較的下坦である。

温泉は白堊紀層中より湧出する硫質アルカリ泉で、附近には火山岩の露出を認めない。斷層は略々南北の走向斷層の存在は可能であるが、地層が殆んど直立に近く、75°~85°の傾斜であり、それ自體が過褶曲斷層帶を形成するものであらう。白堊紀層は黑色頁岩、含海綠石砂岩、砂質頁岩等の互層で、砂岩は往々石英質の膠基を有し、頁岩中には石灰質の岩瘤が含まれ、化石としては *Inoceramus* sp., *Ammonite* sp. のほか、*Alectryonia* *Carinata* が多い。

現在温泉の湧出する個所は1 個所で、砂岩層の細隙より滲出するものであるが、附近の地層の走向と直角に凡そ400 米に互る一帯の地層は、變質作用を受け、硫化鐵の微晶を散布し、また綠泥石の發達により暗綠色を呈して居る。而してこの間には瓦斯を噴出する個所が多く、微量の黄白色の沈澱物を但ひ、或は地層が縦横の方解石脈で貫かれて居る。この瓦斯は可燃性の瓦斯のほか微量の硫化水素を含み、それが陸上で發生する個所も多く、或は粘土がベントナイト化され、或はツンドラ腐植物が樹脂狀化されるのでその發生個所が解る。

泉質は稀薄なる食鹽・炭酸アルカリ泉で、上記の如く硫化水素と可燃性瓦斯を含み温度は40°C 内外である。樺太總衛生課の分析によれば硫酸物は甚だ微量であり、大體に於て油田鹹水の特性に近い。南樺太の海成白堊紀層には、馬群潭^{マウンテン}の泥火山、氣頓附近の石油露頭も知られて居り、この温泉と連關して注意すべき現象と云ふ可きである。(高橋純一)

抄 錄

礦物學及結晶學

6543, 礦物の電媒常數と加熱の際のその變化の研究 田久保實太郎

著者は本研究に當り靜電的方法を避けて超短波振動の共鳴を利用する Stark の方法を採用せり。Drude 及び Schmidt に於ては減衰振動を利用せるも、著者は實驗の精度を高める爲めに不減衰振動の共鳴を利用せるはその異れる所とす。實驗裝置系に於ける眞空管の性能及び作用條件を極めて最適條件の場合の波長は

$$\lambda = 101.43 \text{ cm}$$

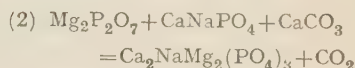
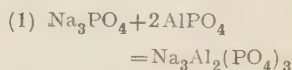
と算出せり。こ裝置を用ひて Azeton と Benzol の混合溶液系の Azeton の含量による電媒常數の變化を $25^{\circ} \pm 0.1^{\circ} \text{C}$, $\lambda = 101.43 \text{ cm}$ なる條件下に求めて裝置のチェックをなせり。各種の礦物につき粉末及び結晶片につきて電媒常數を求めたり。

著者の實驗に使用せる礦物は 27 種各地產 72 個に及びそれらの結果を第 12 表として表し文獻値との比較をなせり。次に斜長石 4 種 14 結晶につきてその系の電媒常數の變化と An 含量との關係を求めたり。Arendal 及び田の上產の正長石につきても常數を求むる所あり。更に加熱裝置の適當なるものを設計して 700°C 前後位迄の加熱條件下に 8 礦物種 11 個につきて電媒常數の溫度による變化と加熱變態等による電媒常數の變化曲線を求めたり。實驗の詳細及びそれら數値に關し

ては原報文を參考されし。(Mem. Colle. Sci. Kyoto Imp. Univ. Ser. B. 1495~154, 1941)[高根]

6544, $(\text{Me}_1)_3(\text{Me}_2)_2(\text{PO}_4)_3$ なる一般式を有する磷酸鹽と柘榴石族との類質同像現象 Thilo, E.

Machatschki 等に依れば berzelite $(\text{Ca}, \text{Na})_3(\text{Mg}, \text{Mn})_2(\text{AsO}_4)_3$ は柘榴石 $\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe})_2(\text{SiO}_4)_3$ と同像關係にあり、故に $(\text{Me}_1)_3(\text{Me}_2)_2(\text{PO}_4)_3$ なる一般式を有する磷酸鹽も亦柘榴石と類質同像をなす可き事期待せらる。故に



なる反應式により、夫々磷酸鹽を作り、その粉末寫眞を検したるに (1) の磷酸鹽は $\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe})_2(\text{SiO}_4)_3$, (2) のそれは $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ なる柘榴石と等しき構造を有すること判明せり。(Naturwiss. 29, 239, 1941)[八木]

6545, 變質作用による透石膏の生成 Cooke, H. C.

Breton 島 North Shore 附近に於て Mississippian 期 Windsor 系の砂岩、頁岩、石灰岩と互層して若干の石膏層あり。本石膏層は他の岩石の褶曲により引曳褶曲をなし、その一部に壓碎帶を生じ、透石膏が生成せり。

此らの透石膏の產狀を觀察したる結果、筆者は透石膏は靜壓による變形作用によりて石膏より變成せしものにして、その生成時期は壓力が全く消失せし後な

ることを指摘し、普通石灰岩の壓力による結晶質石灰岩への變成作用と類似せるものなることを述ぶ。(Am. Jour. Sci., 239, 658~660, 1941)[中村]

6546, 臺灣産岩石礦物雜記(14) 本欄 6563 参照。

6547, Donetz 産 donbassite Lazarenko, E. K.

放射狀集合體をなして、金屬礦床の礦脈壁及び頁岩の滑面に産する本礦物を Samoilov (1906) は α -chloritite と記載せり。彎曲性に富み、劈開完全なり。比重 $G=2.628$, 硬度 $H=2.5$, 屈折率は $\alpha=1.728$, $\beta=1.729$, $\gamma=1.735$ にして高く、直消光をなし、光軸角 $2V=52^\circ$, 光學性は正なり。化學成分は一定せずして, $H_{14}Al_8Si_5O_{29}$, $H_{18}RA_{10}Si_6O_{37}$ 及び $H_{16}RA_{10}Si_6O_{36}$ なり。(Compt. Rend. Acad. Sci. URSS, 28, 519~521, 1940)[大森]

6548, 新硼酸鹽礦物 Kurnakovite Godlevsky, M. N.

Kazakhstan, Inder に、粒狀集合體をなして産す。比重 $G=1.85$, 硬度 $H=3$. 光學性質は單斜晶系の對稱を示す。屈折率は $\alpha=1.489$, $\beta=1.510$, $\gamma=1.525$ にして、バルサムより遙かに低し。光軸面は(010), 光學性は負, 光軸角は $2V=80^\circ$ なり。化學分析の結果は B_2O_3 37.58, MgO 15.46, CaO 0.16, R_2O_3 0.20, SiO_2 0.10, H_2O 47.09, $F=0.14$, 計 100.73 にして、硼素に富み、之より得たる化學成分は $2MgO \cdot 3B_2O_3 \cdot 13H_2O$ なり。この成分は inderite に類似するも、含水量が少な

28, 638~640, 1940)[大森]

6549, 西オーストラリヤ Narlarla 産 hydrozincite Prider, R. T.

本礦物は白色乃至淡紅色を呈し、透明なり。板狀をなし、 c 軸に平行に(100)面が發達す。單斜晶系に屬し、消光角は(010)面上にて $\gamma:c=40^\circ$ なり。光軸面は(010)に垂直にして、光學性は決定し得ず。屈折率は $\alpha=1.635$, $\gamma'=1.745$ なり。化學成分は $3ZnCO_3 \cdot 4Zn(OH)_2$ にして、この Zn の一部は Cu , Co 及び Ni にて置換さる。尙 Larsen は本礦物の消光角を $\gamma:c=13^\circ$ とせり。(Min. Mag. 26, 60~65, 1941)[大森]

6550, 本邦及滿洲國産礦物、岩石礦泉其他に於ける稀有アルカリ金屬の分布に就いて 南 英一

稀有アルカリ金屬中ルビヂウムに就き弧光スペクトル線 RbI 7947.6A 及 RbI 800.2A を利用し陰極熾光層法による弧光分析により礦泉の蒸發殘渣の定性及定量分光分析を行ひ猶少數の礦物岩石其他の試料に就きて分析を行ひたり。礦泉蒸發殘渣中に於けるルビヂウムの分布狀態は次の三種に分つことを得。(1) アルカリ金屬 Na , Li , K , Na に富めるものにして Rb も此等に次で著しきもの(臺灣北投, 新潟縣瀨波, 兵庫縣有馬, 北海道登別, 岩手縣七時雨, 長野縣澁, 兵庫縣寶塚, 大分縣湯平等) (2) 前記のアルカリ金屬に富めるものにして Rb に乏しきもの(長野縣鹿鹽, 愛媛縣道後, 鹿兒島縣宮之城, 山口縣俵山, 靜岡縣伊東, 同吉奈, 同芳泉等) (3) 此等のアルカリ金屬及 Rb に乏し

きもの(箱根権現湯, 別府觀海寺, 秋田縣玉川等) 瀬波温泉につきては1立中 Rb イオン 0.0029 瓦含有することを推定せり。(學士院研報, 昭15, 98~101)〔竹内〕

岩石學及火山學

6551, 御荷鉾系及び神居古潭系の岩石學的研究 鈴木 醇

本邦内地に於て從來結晶片岩層として知らるゝものは、三波川系、御荷鉾系及び神居古潭系にして、此等は岩質並びに産狀に於て秩父系又は日高系と類似の性質を有す。本研究の目的は各地に於ける御荷鉾系並びに神居古鉾系の代表的産地に就て各種岩石に關してそれ等の岩質、産狀を調査し、又成因を考察し、更にこれ等を總括して兩系全體の性質を明らかにし、併せてこれ等と密接な關係に在ると思はるゝ三波川系、秩父系及び日高系中の各種岩石との比較に資せんとするものなり。(學振研究抄録, 1, 7~35, 1939)〔竹内〕

6552, Radnorshire, Stanner-Hanter 地方の火成岩類に就て Holgate N., Hallows, K. A.

該地方に於ける進入岩類は先寒武利亞系に屬するものなることを指摘し、此等は (a) 岩床狀をなす粗粒狀ドレライト、(b) 餅盤狀の斑礫岩之に次ぎ、(c) 更にアプロ花崗岩漿の進入之に次ぎ、此れと關聯せる混成岩を生ぜり。此の岩漿の後期の活動は綠簾石化作用と角閃石化作用の廣範なる發達を伴へるものにして其他の酸性岩に次いで後期のドレライトの進入

に到るまでの各群に分ち得。此等各群につき詳細なる岩石學的記載と各岩石の進入時期につき述べ、就中アプロ花崗岩とその混成岩とについては、原岩漿を示すべき最も酸性なる岩種と、黒雲母に富むモンゾ=岩様混成岩種との間の漸移關係の認められる點で極めて興味あるものとす。(Geol. Mag., 4, 241~267, 1941)〔加藤〕

6553, Grabal Hill-Glen Fyne 火成岩系

同火成岩は岩瘤狀岩塊にして面積12.5平方哩、Loch Lomendの西方に位す。岩石は超鹽基性岩より酸性岩までの各種進入岩よりなる。即ち進入の時期により下部より、橄欖岩類、斑礫岩類、閃綠岩類、粗粒アピン岩類、中粒狀アピン岩、捕獲岩に富む閃綠岩、中粒石英閃綠岩、中粒花崗閃綠岩、斑狀花崗閃綠岩及び半花崗岩並びにペグマタイトの各種につき詳記せり。捕獲岩質閃綠岩、中粒花崗閃綠岩及び細粒狀石英閃綠岩に於いては、此れより前期且つ更に鹽基性の火成岩類と混成せるを指摘す。諸岩石の起源につきては岩漿分化を主なる經過となし、更に混成現象により解決を與へたり。母岩漿は輝石雲母斑礫岩となし、岩漿分化につき詳述せり。(Quar. Journ. 384, 451~511, 1941)〔加藤〕

6554, ニュージーランドの新世代岩石區 Benson W. N.

ニュージーランド北島及南島の中南部の東部弧狀部にそひ800哩に亘り新世代火山岩の三岩石區存す、即ち(1)玄武岩-

安山岩-石英安山岩-流紋岩, (2) 流紋岩及び此に次ぎ不整合的の玄武岩-安山岩-粗面岩並びに (3) 玄武岩 (バザン岩等を含む)-粗面玄武岩-粗面安山岩-響岩-粗面岩の3種となす。各種岩石夫々の地質學的環境, 構造及び火山活動を總括す。200個の分析の中より58個は殘漿より齎されたる salic の生成物となす。各區中の諸岩石の分析値の示す點は明瞭に, Bowen の SiO_2 - NaAlSiO_2 - KAlSiO_4 system の低温部中に入る。主なる例外は第一岩石區に屬する或種のものにみられ, 此等は同 system 中の siliceous end の外部に近接せるを示せり。(Am. Journ. Sci., 8, 537~552, 1941) [加藤]

6555, Ontario 州 Red Lake 花崗岩底磐の周縁相 Gummer, W. K.

Red Lake 地域の鹽基性火山岩中に进入せる花崗岩は一般にその成分が花崗岩と火山岩の中間にあたる中性岩石に取圍まれ居る又花崗岩中には種々の濃さの色の捕獲岩が分布す。此らの岩石につき岩石學的觀察及び mode 分析を行へる結果, 中性岩石は花崗岩岩漿が火山岩の屑片を多數捕獲し混成せしため生成せるもので, その混成作用の最後に加里分に富む溶液の活動ありし事を示せり。(Jour. Geol., 49, 641~656, 1941) [中村]

6556, Utah 州 San Rafael Swell の前寒武利亞紀の片麻岩 Hatch, R. A.

Utah 州 San Rafael Swell に於ける試験の錐心により得たる前寒武利亞紀の片麻岩の標本につき詳細なる顯微鏡的觀察を行ひたる結果, 本片麻岩の成因につき

次の如く結論せり。本岩の礦物組成及び構造より本片麻岩は火成岩源のものにして花崗閃綠岩質片麻岩と稱すべきものなり。葉狀構造は一部結晶せる岩漿の流動に起因せるものなるべし。大なる板狀をなせる斜長石が結晶中の岩漿より分離せし事が岩石の葉狀構造及び不等粒性を生ぜし重要なる原因にして, 又葉狀構造面に平行なる斜長石の配列を説明せるものなり。又典型的なる火成岩の特徴の殘存は, 本片麻岩は完全に凝固せし後に葉狀化し又は再結晶したるものに非らざる事を示す有力なる證據なり。(Jour. Geol., 49, 657~668, 1941) [中村]

6557, スコットランドの石炭二疊紀火成岩類の化學性質 Tomkeieff, S. I.

スコットランドに於ては石炭紀, 二疊紀の火成活動が旺盛にじて幾多の火成岩類あり, その大部分は噴出岩類なり。200 餘に及ぶこれ等岩石の化學組成を種々の見地より検討し, 著者は之をその噴出時代及び化學特徴によつて初期石炭紀のアルカリ質の橄欖石玄武岩系, 後期石炭紀乃至初期二疊紀の過アルカリ質のテッシェン岩系及び初期二疊紀のカルクアルカリ質の石英粗粒玄武岩系の三系に大別せり。これら各系は更に夫々分化し, 幾多の變種を生ぜり。この中最も多量にして且重要なるは橄欖石玄武岩系にして, 橄欖石玄武岩-ミュージアル岩-粗面岩質安山岩-粗面岩-流紋岩(又は響岩)の分化系列を示す。他の二系の母岩漿たるテッシェン岩及び石英粗粒玄武岩は夫々橄欖石玄武岩に相當する原岩漿に於て

アルカリ及び其發成分の diffusion differentiation により、アルカリ等に富める上部はテツシエン岩漿となり、此等に乏しくなる下部は石英粗粒玄武岩漿となるものなり。従つてこの兩者は略同時に活動せしものにして、貫入岩として比較的少量存するのみ。斯の如く各系に分たれたる母岩漿は更にその後、於て結晶分化作用により各岩種に分化せるものなり。この後の分化作用には diffusion differentiation は著しくは行はれざりしものと思惟せらる。(Bull. Volcan. II, 1, 59~87, 1937)[八木]

6558, Cone-sheet 及び ring-dyke の生成機巧の力學的説明 Anderson, E.M

スコットランドの各地には E.F. Bailey により cone-sheet 及び ring-dyke と命名せられたる環狀の進入岩體が認めらるゝも、その生成機巧に關しては不明の點鮮からざりき。著者は之を力學的に考察し次の説明を與へたり。地下に陥没カルデラを生じ、このドーム狀の空處に液狀の岩漿が進入する際、岩漿の有する壓力が上部に存する地殼の壓力よりも大なる場合には、地殼を持ち上げんとする張力を生じ、ドームの頂點を中心とし、同心圓狀に配列し外側にゆくほど傾ける一群の圓錐狀裂罅を生ず。これに沿ひて岩漿の進入せるものが即ち cone-sheet なり。之に反し、例へば岩漿の冷却等によりその壓力が減少し、地殼の加壓より小となる場合には上部の地殼中には下方に向つて廣がれる同心圓狀の歪力裂罅を生ずるに到る。これに岩漿の貫入せるものが

即ち ring-dyke なり。従つてこの兩者は同一ドームの頂點を中心として同心圓狀に存在する事鮮からざるなり。(Bull. Volcan. II, 1, 35~40, 1937)[八木]

6559, 火山活動と造山作用 Willis, B., Willis, R.,

地殼内部に放射能エネルギーに依る徐々の加熱の爲に熔けた熱い部分がある。この様な部分に關聯して造山作用が起る。熔體の成長から地殼の上昇が生じ、地殼の上昇から不均衡な荷重が生じ、不均衡な荷重から水平移動が生ずる。

礦物結晶に剪力が働くに結晶構造面の變位が起り原子は元の平衡位置から押し出されて新しい位置に移る。斯様にして結晶は伸長せしめられて結晶岩が發達せしめられる。

地球外被の動力的伸長と岩漿の上昇作用とが組合はさつて地塊を上昇せしめ、その際に可撓性となつた熔體が滑劑の如き役をする。これが地表に進入岩と聯合した褶曲岩の山として現はれる。

放射能物質の熱發生の速度は遅く、従つて造山作用の循環、即ち準平原から準平原迄の間には何百萬年が費されるが、地殼の安定は續かないのである。(Bull. Geol. Soc. Am. 52, 1643~1683, 1941)[石光]

6560, アイスランドに於ける火山拋出物に及ぼす風の作用 Cailleux, A.

アイスランドに於ては風が烈しく、且樹木等を繁茂せざる爲、火山拋出物は大部分露出し、従つてこれらに及ぼす風的作用は極めて顯著なり。玄武岩熔岩流の

表面は平坦となり、もとの繩狀構造は失はる。火山彈、礫等は三角稜を呈するに到り、その稜の方向は風の方向により一定さる。ローム層、凝灰岩層にあつては柔き部分が削りとらるゝ爲硬き部分のみ著しく突出す。上記の諸作用は現在行はれつゝあるのみならず洪積紀、沖積紀にも盛に行はれたるものなり。(Bull. Volcan. II, 5, 1939)[八木]

6561, 富士火山の地質學的並に岩石學的研究 津屋弘達

富士火山の基盤。富士火山の基盤は所謂御坂層或は夫に對比さるゝ下部中新統、同統を貫く石英閃綠岩其他の火成岩類、洪積層、洪積層舊期の火山噴出物等なり。

富士火山本體。富士火山本體は、現在觀察し得る限りに於ては、玄武岩質の熔岩流と火山碎屑物の互層より成る成層火山なり。熔岩は其噴出の新舊、顯微鏡下の構造等に依りて區別すれば數百種以上に達するも、構成礦物の種類によりて大別すれば、aphyric basalt, olivine-basalt, augite-olivine-basalt, augite-hypersthene-olivine-basalt, olivine bearing augite-hypersthene-basalt 等なり。舊期噴出の熔岩の多くは斜長石(主として bytownite)の巨大なる斑晶を含有し、若干は殆ど無斑晶なり、比較的新期の熔岩の多くは斜長石及び有色礦物の小斑晶を含有す。舊期熔岩は主として同火山の西、南及び東方の中腹以下に多く見出され、北及北東方の山麓に於ては稀に露出するのみなり。新期熔岩は中腹以上に

分布す。新舊熔岩共に熔岩流の末端部或は特別の地形に支配せられたる部分を除けば厚さ 1(m) 以下の事普通にして時には 10(m) 以下なり、且つ各熔岩流は規則正しく相重なるものにあらざつて其分布狀態は極めて錯綜す。火山灰砂は各方面の山腹に分布するも、特に北東山腹に多く、南西山腹に少し。山頂の南西半部は比較的舊期の噴出物、北東半部は比較的新期の噴出物より成り最新の熔岩は東方火口壁上に分布す。

寄生火山。富士火山の寄生火山は 50 個以上あり、之等は一時に生じたるものにあらざつて、一般に本體山腹の低位置に在るものに舊く、高位置にあるものは新しく本體の發育に従つて順次形成せられし事を示せり。寄生火山には單に本體山側の裂罅より熔岩を噴出し或は小火孔より熔岩を噴出して後少量の火山灰砂を抛出せるのみにて圓頂丘を形成せざるものあり、又熔岩噴出の前或は後に圓頂丘を形成せるものあり。寄生火山より噴出せる熔岩は勿論本體の熔岩と同じく玄武岩にして新舊及び噴出位置により其顯微鏡性質を異にす。(學振、研究抄録, 2, 45~48, 1941)[竹内]

金屬礦床學

6562, 瑞芳礦山の地質礦床 顏蒼波

同山地質專攻者たる著者が從來の調査結果を概括したもので、地形地質を概説の上、九分、大粗坑兩礦床を詳述して、母岩の熱水變質を論じて結論に入り、

母液の源泉は石英安山岩の源を成せる

地下の岩漿なり。

礦床成生の時期は第四紀に屬す。

・礦床は石英安山岩を中心として發達。

その邊緣及び周圍の第三紀屋層に發達す。

礦床は主として含金黃鐵礦粘土脈又は同方解石脈にして、淺熱水性金礦脈の真相を有す。

金の分布は不平等にて、初成的及び二次礦帶の發達著るしく、 $Au:Ag=85:15\sim65:35$ 、石英及び玉髓に乏し。

礦床の成生は母岩の綠變化及び珪化に繼いで行はれ、一却陶土化を伴ふ。等の事實を明かにせられ、且つ多數の圖表を添へ、貴重なる文獻と認めらるゝも、遺憾ながら要塞地帯の關係上、遍ねく頒布せらるゝに至らず。(昭和 16 年 7 月限定出版物)〔渡邊萬〕

6563, 別子型礦床の形態的研究 堀越義一

先づ綠泥片岩及び紅簾片岩と別子式礦床の位置的關係を論じ、前者は礦床母液の產物、後者は珪質片岩の一相として、礦床を生ぜる裂罅の成生を便にせりと論じ、次で礦床の形態特にその「落し」と母岩の關係を論じ、落しが母岩の線構造と一致することを多數の實例を以て明かにし、採礦上の指針を與へ、更に礦床の局部的變形及び分岐現象に就て論じてゐる。(學振第 2 小委員會報告, 1, 1~23, 昭 16)〔渡邊萬〕

6564, 臺灣產岩石礦物雜記(14) 市村毅

次の 6 種の礦物を記載す。

(39) 臺北市大安十二甲水田底に産せる

藍鐵礦、地下 1 m, 泥炭及び樹幹を含む粘土層の上に水牛の齒骨の集まれ部分あり、藍鐵礦はその一部を交代し、或は間隙に叢生す。結晶は $m(110)$, $b(010)$, $v(\bar{1}11)$, $w(\bar{1}01)$ に囲まれ、長さ最大 2 耗、深青乃至無色、深青種は X 深青、Y 淡青、Z 無色、淡褐又は上綠、 $Z \wedge c 28^\circ$, (010) の劈開面、 $\beta=1.606$, $\gamma=1.637$ 。

(40) 臺東廳キナプカ溪産銅藍 $c(0001)$, $p(10\bar{1}1)$ により、最大直徑 2 耗以上の六角板狀を成し、底面の劈開完全なり。

(41) 基隆那武丹坑產輝安礦。黃鐵礦に伴なつて放射柱狀集合を成し、稀に産す。

(42) 蘇澳那富太礦山產硫砒鐵礦。臺灣に於ける本礦の新發表とす。

(43) 基隆那萬里礦山產明礬石。杉山坑及びそれ以上の安山岩及び集塊岩を交代し、或はその間隙に美晶を成す。

(44) 基隆郡金包里礦山產硫砒銅礦。珪化砂岩及安山岩中の不規則脈に明礬石、重晶石、硫黃等と共に産し、主として晶洞中に出で、金瓜石に於けるものに類す。(臺灣地學記事, 11, 119~120, 1940)〔渡邊萬〕

6565, 白金族の新礦物 norilskite Zvyagintzev, O. E.

北シベリヤ Norilsk 地方の Cu-Ni 礦床附近の沖積礦床に産す。この成分は Pt 35.50, Pd 3.57, Fe 25.30, Ni 25.64, Cu 9.28, S 0.71, 不溶解質 0.40, 計 100.40 なり。産地名に因みて norilskite と命名す。(Compt. Rend. Acad. Sci. URSS, 26, 788~791, 1940)〔大森〕

石油礦床學

6566, 不齊合と石油 Gardner, J. F.

著者は不齊合 (Unconformity) を Levorsen 1936 年の提稱により地層連續の中斷にして二群の地層間の侵蝕面又は無堆積面を表示するものとしこれを上下層群が並行する場合 (disconformity) 及び偶然ならざる場合 (non-conformity) に分ち、小規模なる disconformity を diatrem と定義したり。不齊合に石油の集中するは侵蝕により溶解又は分解せる地層及び新らたなる堆積物が粗鬆にして多孔性なり、瓦斯、石油、水の移動及び集中に便なるによるものにして、これらは所謂 stratigraphic trap (石油の地層的捕集礦床) に屬するものなり。不齊合の型式は種な々るあり、就中、截頭型(埋没截頭背斜及び頁岩に被覆さるゝ急斜層、埋丘型 (buried hill) 及び沿岸截頭層 (Shore-line truncation) に分ち得可し。その規模につきては世界的、地域的、地方的及び局部的等の差あり、何れも重要な油層を形成す。例へば北米中央油田にはオールドヴィンヤ紀の頂部、ミシシビ層、ペンシルヴァニア層の下部、二疊紀の埋丘、白堊・第三紀間の不齊合は何れも地域的 (regional) に發達して重要な油層を含む。三紀層内部には地方的 (areal) 不齊合あり、レンズ型、楕型の沿岸埋積層が油層となる。斯く不齊合は油層と密接なる關係あり、之が判定は從來知られたる現象のほか埋積中止又は極めて緩徐なる地質環境異變を表示す可き諸現象、例

へばマンガン、燐灰石圓球、化石變化、海綠石、薄き礫層、骨、齒、牡蠣貝等の存在は注意す可きものなり。(Amer. Assoc. Petrol., Bu. 24, 11, 1940)[高橋]

6567, 北カウデン油田 Giesey, S. C. & Fulk, F. F.

テキサス州 Ector 郡の North Cowden 油田は地理的にはエスタカド草原 (リャノ) とエドワード高原との中間に當り、地質的には北米中央盆地の臺原の東邊に位す。本油田の發見は地表の證據により、地下構造が推知されるものにして、1939 年 9 月初めて試掘に成功したり。産油地域は長さ 7.5 哩に及び背斜構造にして、その閉合等深線の深さは現在迄の結果によれば凡そ 100 呎なり。地質は三疊及二疊の累層にして、後者の上部は硬石膏を挟む岩鹽層より成り、中部は稍々硬石膏を増し、下部は苦土質石灰岩層 (Grayburg 層) より成る。主油層は White horse 層の下部なる上記のグレーバード層の石灰岩及び砂岩中に存し、第一油層の深度は 4,027 呎なりとす。(Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bul. 25, 4, 1941)[高橋]

窯業原料礦物

6568, チタンを多量に含む窯業品の組成及び性質 Navias, L.

チタンを多量に含む窯業品を cone 10 に於て作り、一つは主なる溶劑として Ca-Ti-silicate を含むものにして、他はアルカリの無きチタンの硝子を含むものである。著者は此等のものにつき力

率及び誘電率を 60,1000, 及び 1000000 サイクルに互つて測定せり。又絶縁耐力、容量の温度係數、湿度の影響、熱脹脹等が與へられたり。この窯業品をX線廻折の法によりて檢せる結果金紅石の生成を示せり。(J. Am. Cer. Soc. 24, 148~155, 1941)[待場]

石 炭

6569, アラバマ炭の化學分析 Hertzog, E. S., Cudworth, J. R.

アラバマ各地の石炭に就て次の諸量を測定せり。

工業分析 水分、揮發分、固定炭素、灰分
完全分析 水素、炭素、窒素、酸素、硫黃
氣乾減量

發熱量

軟化點

種類別硫黃量 硫酸鹽、黃鐵礦、有機物

(U. S. Dept. Int., Bur. Mines, Tech. Pap. 611, 22~36, 1940)[渡邊萬]

6570, 朝鮮産石炭の利用に關する基礎的考察 大森貫一

朝鮮に於ける炭田の分布状態を概述し朝鮮産石炭の特性として無煙炭、褐炭質のものが大部分を占め瀝青炭無くその爲高温乾溜工業の原料として使用し得ざる旨を記し無煙炭及び褐炭の各々に就いて現在に於る利用状態を列挙せり。

更に現在に於る利用法より判斷して將來一層合理的に利用すべき方策に關して考察せり。

その方策の例として以下の如き項目を呈示せり。

1. 褐炭に加熱處理を行ひ褐炭の發熱

量少き缺點を除き同時に風化に依り粉末に崩壊すること無き硬化炭として用ふべきこと。

2. 褐炭と無煙炭とを混合せる煉炭を製し、無煙炭の發熱量大なるも火付困難にして且燃燒緩慢なる缺點と褐炭の發熱量小なるも燃性よき點とを互に相補はしめ燃料用として合理的ならしむること。

3. 褐炭に關しては低温乾溜及び水素添加に依る人造石油製造を大體に於いて完成せるを以つてこれを更に無煙炭に及し無煙炭をして人造石油の原料たらしむること。(朝鮮鑛業會誌, 24, 511~514, 昭和 16)[石光]

參 考 科 學

6571, 鐵鋼中の硫黃及びアルミニウムの定量 後藤秀弘, 桐澤武彦, 瀬川 政

鐵及び鋼中の硫黃定量に際し Fe^{3+} を還元するに Zn を用ふる代りに、液狀亜鉛アマルガム (Zn-Hg) を使用し良好なる結果を得たり。Cr 及び Ti を含有する場合に應用せしに Cr の少量 (50 mg 以下) にては良結果を得たるも、Ti 或は多量の Cr の存在の下にては正確に定量し得ず。此方法を鐵鋼中の S の定量に應用せしに規格法と略一致せる結果を得たり。鐵鋼中の Al の定量法、Heczko 法にて Cr の存在する場合を檢討せしに Cr 多量の場合は定量不可能なり。本 Heczko 法にて Fe^{3+} を還元するに H_2S を用ひず液狀亜鉛アマルガムを使用し Al を定量せしに良好なる結果を得たるも、Cr の多量存在する場合 (50 mg 以上) は Al の定

量不正確となる。(日化, 62, 760~784, 昭16)[八木]

6572, 温泉の化學的研究(V) 北海道定山溪温泉(1) 太秦康光, 西村雅吉

定山溪の一湧泉に就き總分析を行ひ常量成分として Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Mn^{++} , Cl^- , SO_4^{--} , HPO_4^{--} , HCO_3^- , HBO_2 , H_2SiO_3 , CO_2 等を定量せしに Na^+ 及び Cl^- が夫々最も多く、且 HBO_2 も相當含有さるゝ故、本温泉は“硼酸含有弱食鹽泉”と稱すべきものなり。又分光分析により微量成分として Ag , As , Cu 等を檢出せり。温泉成分の變化を見るに蒸發殘渣と Cl^- 含量とは略比例して増減すれど、兩者は湧出量とは逆の關係にあり、且湧出量は傍の豊平川の水位と平行關係を示す。即ち河水が増加すればその温泉中への混入量増加する爲、蒸發殘渣が稀釋せられ、從て Cl^- 含量が減少するなり。之に反し Mn^{++} 含量は湧出量に比例す、之は恐らく河水中に Mn^{++} が含有さるゝ爲なるべし。(日化, 62, 713~717, 昭16)[八木]

6573, Minnesota 州 Pine County の Douglas 斷層の地球物理學的研究 Welch, G. I.

Minnesota 州 Pine County を通る Douglas 斷層は殆んど垂直なる斷層面を有するものなり。筆者は本斷層を横切りて重力測定を行へる結果、本斷層が砂岩と玄武岩との間の斷層なるとき測定値曲線と標準曲線とを比較して落差は 9000 呎と 13000 呎の間なることが略々明瞭と

なりたり。而して落差に對する 11000 呎なる最も可能性のある値は實驗室で測定した砂岩及び玄武岩の密度の差とよく一致する値を與ふ。(Journ. Geol., 49, 408~413, 1941)[中村]

6574, 隕石の分析結果の検討 Henderson E. P.

隕石の多數の既往化學分析を見るに Ni 量が冶金學上の構造と矛盾せる如きものあるを以て、筆者は次の各地の隕石即ち Glorieta, Grant, Sandia (New Mexico) Mt. Joy (Pensylvania) Coahuila (Mexico) 及び Iquique (Peru) のものにつき Ni 量の決定については特に注意を拂ひつゝ新分析を行ひ其の結果を既往分析と比較検討せり。(Am. Journ. Sci., 239, 407~411, 1941)[加藤]

6575, 三成分系 $\text{Mn}(\text{NO}_3)_2-\text{HNO}_3-\text{H}_2\text{O}$ の 20°C に於ける平衡關係 Ewing, W. W., Glick, C. F.

本系の $20.00 \pm 0.02^\circ\text{C}$ に於ける等溫曲線を tie-line 法に依り決定し次の平衡關係を見出せり。 20°C に於て HNO_3 と安定なる平衡を保つて存在する $\text{Mn}(\text{NO}_3)_2$ の水酸化物は 6-水酸化物, 4-水酸化物, 2-水酸化物, 3/2-水酸化物, 1-水酸化物及び 1/2-水酸化物の 6 種なり。Funk の報告せる 3-水酸化物及び Ditte の 5/2-水酸化物は存在せざりしも、後者の 1-水酸化物の存在は確認せられたり。(J. Am. Chem. Soc. 62, 2174~2176, 1941)[八木]

本 會 役 員

	會 長	神 津 淑 祐	
幹事兼編輯	渡邊萬次郎	高橋 純一	坪井誠太郎
	鈴木 醇	伊藤 貞市	
庶務主任	竹内 常彦	會計主任	高根 勝利
圖書主任	大森 啓一		

本 會 顧 問 (五十名順)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	大井上義近	大村 一藏
加藤 武夫	木下 龜城	木村 六郎	竹内 維彦	立岩 巖
田中館秀三	中尾謙次郎	野田勢次郎	原田 準平	福田 連
藤村 幸一	福富 忠男	保科 正昭	本間不二男	松本 唯一
松山 基範	松原 厚	山口 孝三	山田 光雄	山根 新次
井上禧之助				

本誌抄録欄擔任者 (五十名順)

石光 章利	大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義禮	鈴木廉三九
高根 勝利	高橋 純一	竹内 常彦	中村 喜雄	根橋雄太郎
待場 勇	八木 健三	渡邊 新六	渡邊萬次郎	

編輯兼本名隆志
發行人

仙臺市東北帝國大學理學部内

印刷人 笹 氣 幸 助

仙臺市國分町 88 番地

印刷所 笹 氣 印 刷 所

仙臺市國分町 88 番地

發行所 日本岩石礦物礦床學會

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本出版文化協會會員番號222156

配給元 日本出版配給株式會社

東京市神田區淡路町 2 丁目 9 番地

發賣所 丸 善 株 式 會 社

東京市日本橋區通 2 丁目

(振替東京 5 番) 承認番號 41

昭和 17 年 2 月 25 日印刷

昭和 17 年 3 月 1 日發行

本會入會申込所

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

本會會費發送先

同學會内 高 根 勝 利

(振替仙臺 8825 番)

本 會 會 費

半ヶ年分 4 圓 (前納)
1ヶ年分 8 圓

本誌定價(會員外)

1 部 80 錢 (外郵稅 1 錢)

本誌廣告料

普通頁 1 頁 20 圓

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS.

- On the chromite ores from Japan(I) J. Suzuki, *R. H.*
Waltz-folding of the coal seams in Saghalin(II) J. Takahashi, *R. H.*
Studies of minerals and rocks occurring in the Yagoshi mine
and its environs(VII) Ore deposits..... Sh. Watanabé *R. H.*
Editorials and reviews:
Iron ore deposits in the Abukuma mountainland, with
special reference to that of the Iri-tôno mine
..... M. Watanabé, *R. H.*

Proceedings of the society.

Notes and news. Hot springs of Saghalin.

Abstracts :

- Mineralogy and crystallography.* Dielectric constants of minerals
and their changes during heating etc.
Petrology and volcanology. Petrographic studies of the rocks of
the Mikabu and the Kamuikotan Series etc.
Ore deposits. Geology and ore deposits of the Zui-hô mine etc.
Petroleum deposits. Relationship of unconformities to oil and gas
accumulation etc.
Ceramic minerals. Constitution and properties of ceramic materials
containing much titanium.
Coal. Chemical analyses of Alabama coals etc.
Related science. Determination of sulphur and aluminium in iron
and steel etc.
-

Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.